U. D. C. 55(05)

地質調査所月報

第 8 巻　第 8 號

目　次

報　文

工業用水調査グループ：三重県四日市市工業用深井戸水源調査報告…… 1

尾原　信彦：徳島県那賀川水系新規ダム計画地点の土木地質調査報告……15

藤原清丸，佐藤良昭，尾上亨：鳥取・岡山両県境人形峠附近の
ウラン鉱調査報告　—その1　人形峠周辺の概査報告—　……35

概　報

稲井　信雄：福岡県香春岳地区調査報告……45

資　料

複雑な造構造破砕の生成機構

地向斜地帯の縁辺部における挟炭層の生成について

工業技術院地質調査所

昭和 32 年 8 月

658.

551.49：628.11：550.8 (521.71)

三重県四日市市工業用深井戸水源調査報告*

工業用水調査グループ

Groundwater Researches for Fabric Industry at Yokkaichi City, Mie Prefecture

By

Cooperative Group of Hydrogeology for Industrial Water Supply

Abstract

A precise investigation on the confined water at Yokkaichi districts was performed in 1956 for industrial water supply. In comparison with the last investigation in 1952, the pumping quantity of groundwater is increased by 60%, and the groundwater situation in those districts has become to be distinctly worse. But promising aquifers in deep horizon have been found out by a boring of 364 m in depth.

要　約

1) 工業用水法による指定地域の範囲および井戸規制基準策定の目的をもつて，昭和27年調査を行つたことのある四日市市の工業用深井戸群の精査を行つた。

2) 四日市市の工業用水取得量は，三滝川以南の部分で海水300,000 m³/日のほかに淡水135,000 m³/日がある。淡水取得量は昭和27年調査当時より60％増加している。

3) 揚水水位もまた，前回調査に比較して一般に深くなつており，とくに水中モーターポンプの使用が拡まつたことなども手伝つて，揚水水位25 m以深の範囲が著しく拡大されている。

4) 被圧面地下水中への塩水混入が始まつている。

5) 揚水量に対する水位降下の関係は，水位降下3mに対し1,000 m³/日，5mに対し1,500 m³/日，10 mに対し3,000 m³/日程度を示しているが，仔細に検討すると，水位降下6～7 m（揚水量2,000 m³/日）が適正揚水量の限界に概略相当しているものと推定される。

6) 前回調査当時依頼してあつた水位観測が深度の異なつた3本の井戸について綿密に行われた結果，水位の帯水層ごとの相違，それぞれの季節変化，経年変化などがわかつてきた。

7) 200m以深の掘鑿が行われ，少なくとも深度360m前後まで，200 m以浅の部分と同様な堆積層が連続していることが判明した。揚水試験の結果では，200 m以深の帯水層はそれ以浅の帯水層よりも揚水量に対する水位降下が小さく，優れた湧出量を示している。

* 通商産業省企業局依頼調査
発表許可昭和31年10月

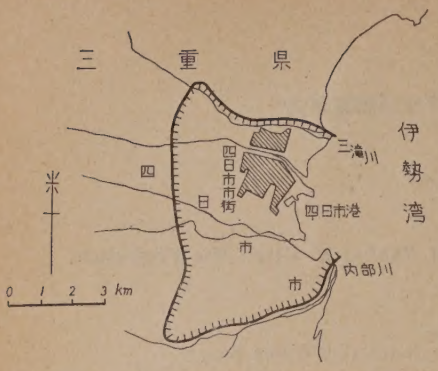
1. 緒　言

工業用水法に伴なう指定地域の範囲および井戸規制基準の策定のため，四日市市三滝川以南の所在工場23，水道水源3などの深井戸について精査を行つた。昭和27年10月に三重県全体の地域調査を行つた際その概要は調査を行つていた[1]関係上，2，3の興味ある事実が指摘できたうえ，工業用水法適用により井戸の利用規模に今後変化が予想できるので，こゝに今回の調査結果を記述し，指定直前の現況を記録にとゞめておきたいと思う。

なおこの調査は通商産業省企業局の依頼により，昭和31年10月下旬に行つたものであつて，現地調査は蔵田延男・森和雄・比留川貴・室住正世の4名が主として担当し，四日市市水道課の協力により実施したものである。そして調査結果は昭和32年2月1日工業用水審議会において報告，討議されている。

2. 水理的環境

四日市市は四日市港を中心として，その背後地に毛紡と化学工業が栄えている工業都市であるが，これとは別に市北部には東阿倉川附近の万古焼の工場群，富田附近の紡績工場群などがあり，伊勢湾岸における重要な工業地帯を形成している。その市街地は伊勢湾岸沿いに南北に長く，北縁は集水面積414.8 km² の町屋川により桑名



第1図 四日市市工業用水源調査範囲図
（太い実線に囲まれた部分）

市に対し，南縁は同じく 552.6 km² の鈴鹿川により鈴鹿市および三重郡楠町と隣り合っている。この間約 15 km に達するが，これに対し，東西方向はその幅概して狭く，東側には伊勢湾，市街地西側には第三紀層の丘陵が迫まっているので，直接生産に利用されている沖積低地は，市の南部，北部を通じて，その幅 2～3 km を超えない。

河川およびその地下水供給能力　四日市市に関連のある河川としては，前述町屋川・鈴鹿川のほかに，北から朝明川（集水面積 103 km²）・海蔵川（同 34.8 km²）・三滝川（同 76.8 km²）および鹿化川（同 42.8 km²）が順に南に向かつて並んでいる。しかしいずれも流域面積が狭く，したがつて集水量も小さく，表流そのものはかなり上流で河床下に伏没してしまい，四日市市全体としてみた場合には地下水を涵養している割合がそれほど大きなものは期待できない。たゞ鈴鹿川のみは，その河床堆積物が細粒のものに富んでいるにもかゝわらず，その表流および伏流は四日市市最南部一帯の地下水源としてかなりの程度重要なものに考えられる。しかしこれも夏季渇水期とそれ以外の時期とではその地下水供給量に相当の差があり，とくに鈴鹿川は上流における水利用度が高い河川である点を考慮すれば，その地下水供給源としての働きは，過大に評価することはできない。

地下水の分布　四日市市街地西側には第三紀層，一部第四紀層が露出している。比高差 70～80 m程度の丘陵があり，砂および粘土に富んだ地層と粘土および砂礫の不規則な互層とが分布しているが，これらの地層は遙か西方，鈴鹿山脈山麓から緩く東に傾いて連なつており，直上の降雨あるいは河川など，表流の滲透・伏没に好適な地盤となつている。したがつて砂あるいは砂礫など透水性の堆積物は，これらの滲透水を地質的集水区域の形で，地形に関係なくかき集め，地下水として四日市市の地下に送り込んでいるものと推定される。

鑿井地層断面図によると，四日市市街地の直下では，最上位に厚さ 20～40 m程度の沖積層，その下側には市街地背後の丘陵を構成している堆積物の連続と考えられる厚さ300～350m以上の透水度に富んだ堆積物が分布している。しかも四日市市の南側にあたつては，鈴鹿川を隔てた鈴鹿市地内に東西方向の断層が推定され，これによつてその南側では不透水度の高い砂岩・泥岩からなる第三紀層が地表，あるいは地表近くにまで拡がつているので，地下水はいきおい四日市市街地の地下に，集中的に流入して来る関係を生じているものと考えられる。

したがつて四日市市街地附近の被圧面地下水の示す動水勾配は西から東に向かつて漸次低下して行くというのが自然の姿であり，その圧力面も本来自噴するほど高かつたのである。また井戸の湧出能力も狭い海岸平野の割合には概して大きな値を示しており，帯水層の透水能力とともに供給源もまた相当大きなものであることが分る。

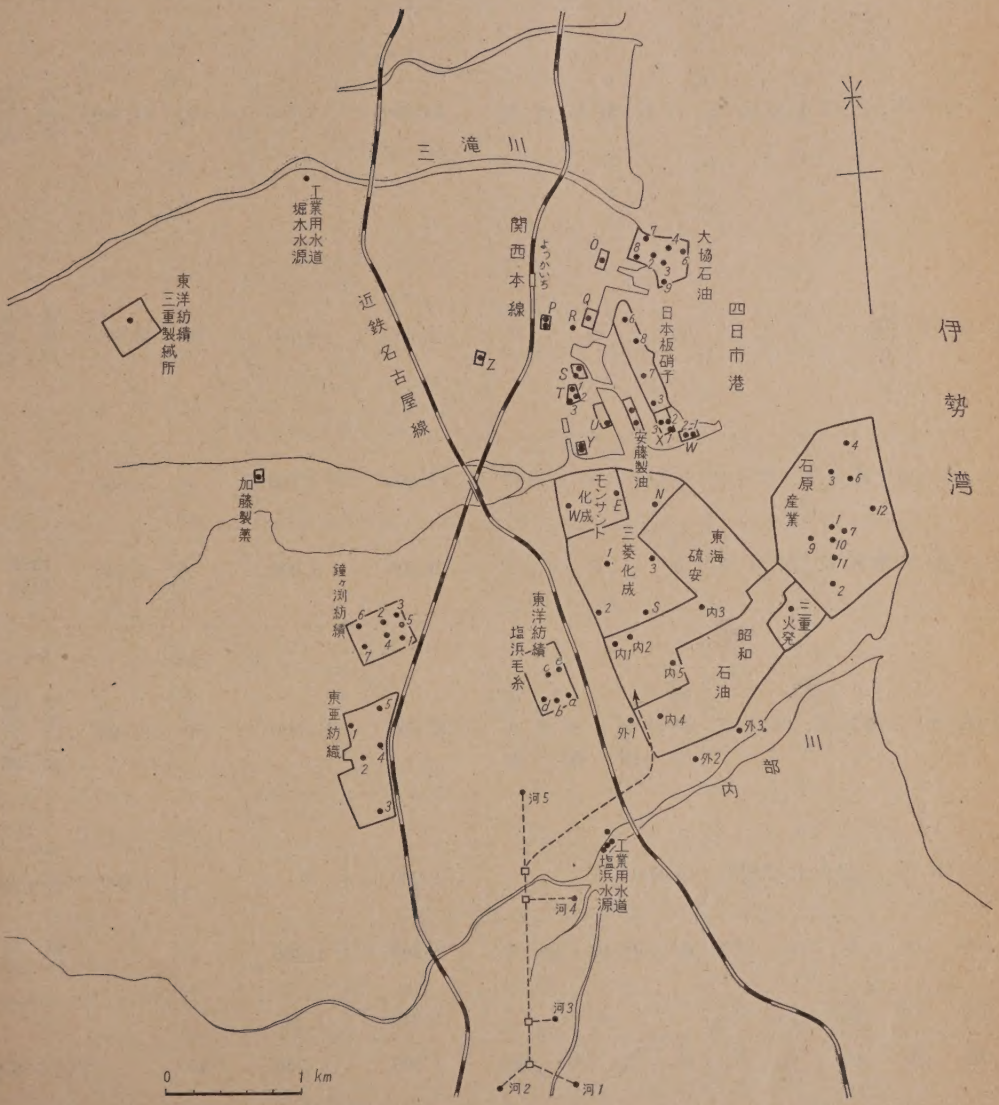
3. 水利用の現況

河川規模が一般に小さいので，表流は灌漑用に供せられるのが精一杯である。したがつて工場，上水道および民生一般の用水源は河川敷の伏流あるいは地下水によつてまかなわれている。四日市市北部の富田・東阿倉川などの工場用水を除いて，三滝川以南のみをとりあげると，昭和 31 年夏季における地下水取得量は 120,000 m³/日を上廻るほどに至つているが，実際には四日市港背面から鈴鹿川寄りにかけての約 5 km² の範囲に集まつている工場群の深井戸がほとんどその 75％を占めており，さらに時季的にも丁度渇水期にあたる夏季には，井戸群は過剰揚水状態となり勝ちとなる。したがつて常時はそれほど著しい支障を感じないが，夏季となると，井戸相互の干渉が激化し，水位の低下を生じる。

昭和 31 年 10 月当時，三滝川以南における四日市市の工業用水取得量は，海水 300,000 m³/日 と 淡水 135,000 m³/日との実績をもつていた。この淡水取得量の内訳は，工場専用の深井戸によるもの 83,500 m³/日，工業用水道によるもの 50,000m³/日，上水道によるもの1,500m³/日となつているが，県営工業用水道は第1期工事を完了しているにもかゝわらず，水源事情から夏季渇水期には所定の供給水量が充分に確保できない関係上，夏季の取得水量は 50,000 m³/日をかなり下廻つている。なお四日市市水道課の揚水実績によると，冬季の揚水可能量に対し，夏季のそれは1/2程度になるという。

4. 被圧面地下水の圧力面

こうして四日市市のうち三滝川以南にあつては，揚水



第2図 四日市市における工業用深井戸分布図

O	宝産業	P	東海電線
Q	四日市製油	R	尾上上水源
S	熊沢製油	T	東海ゴム工業
U	伊藤製油	W	極東冷蔵
X	第一工業製薬	Y	朝日油脂
Z	伊勢冷蔵		
●3	深井戸および井戸番号		
□……	送水管路		

第1表　四日市における工業用井戸

工場名	製品名	取得量(m³/日)（海水を除く）	水源別取得水量(m³/日)			用途
			深井戸	上水道	工業用水道水	
大協石油K.K. 四日市製油所	石油製品全般	25,200	9,600	1,100	14,500	冷却 汽缶 洗滌
日本板硝子K. K. 四日市	板硝子	13,230	9,150	80	4,000	冷却 洗滌 汽缶
モンサント化成工業 K.K. 四日市	塩化ビニール原料	9,200	3,700		5,500	
三菱化成工業K.K. 四日市	カーバイト	10,500	5,000		5,500	冷却 汽缶
東海硫安工業K.K. 四日市	硫安 液体アンモニア 圧縮酸素	23,050	13,000	50	10,000	冷却 洗滌 汽缶 原料
中部電力K.K. 三重火力発電所	21,600 KW	1,000			1,000	汽缶・冷却
極東冷蔵 K. K.	氷・貯氷・冷蔵	1,800	1,800			原料 冷却
伊勢冷蔵 K. K.	〃	1,240	1,240			〃
伊藤製油 K. K.	植物油脂	800	760	40		汽缶・冷却
熊沢製油 K. K.	〃	3,100	3,100	12		〃
安藤製油 K. K.	〃	110	65	45		〃
K. K. 四日市製油	〃	700	700			〃
朝日油脂 K. K.	〃					〃

水源の現況（1956. 10月末）

井戸 No.	井戸径 (吋)	井戸深度 (m)	規模 収水位置	揚水規模 揚水機	吐出管径 (吋)	馬力	揚水量 (m^3/日)	海水取得量 (m^3/日)	備考
3	12	103	94～103	B. H.	5	40	1,440		
4	6	100	84～96, 99～107, 110～106	A. L.	6	40	950		
5	12	200	106～112, 115～124, 136～156, 169～179	B. H.	6	40	2,760		
6	12	190	111～116, 126～132, 145～160, 167～172	B. H.	6	50	1,640	24,840	
7	12	200	106～118, 122～131, 145～160, 167～172	B. H.	6	50	2,400		
8	12	200		W. P.	6	50	未完		
9	12	200		W. P.	6	50	未完		
3	14	180	105～113, 136～138, 146～155, 163～176	B. H.	5	30	1,450		
6	14	196	92～101, 111～132, 177～190	B. H.	6	50	2,500		
7	14	197	100～106, 108～112, 122～130, 135～142	B. H.	6	50	2,700	4,000	
8	14	156	73～77, 80～86, 88～93, 97～106, 110～116, 132～138, 141～145, 147～151						
東	12	187	108～126, 156～170, 170～182	A. L.	8	100	3,600		
西	12	182	88～103, 152～166	B. H.	6	30	1,200		
1	12	182	不明	B. H.	6	45	2,150		深井戸2本掘鑿中
2	12	200	〃	B. H.	6	45	1,600		
3	12	182	〃	B. H.	6	45	2,150		
場内2	14	180	96～106, 108～114, 127～140, 155～182	W. P.	6	40	3,600		
〃 3	12	160		B. H.	5	20	960		
〃 4	14	40		B. H.	7	40	4,560		
〃 5	14	70		A. L.					ほかに河原田水源井が5本ある
場外1	12	173		B. H.	5	40	1,440		
〃 2	14	180	85～88, 91～93, 95～97, 105～108, 111～114, 127～136, 143～164	W. P.	6	42	3,600		
〃 3	12	162		B. H.	5	25	1,200		
	14	180	125～139, 143～156, 165～148	B. H.	5	30	1,920	264,000	
1	10	150	95～118, 125～138, 143～148	B. H.	5	25	1,090		
2	8	75	42～49, 62～65	B. H.	4	15	720		
	8	130	85～100, 116～124	B. H.	3	25	1,240		
	10			W. P.	3	16	1,100		
1	12	138	80～90, 94～104, 121～136	B. M.	5	30	1,300		
2	15	105	43～49, 56～60, 63～66, 68～71, 86～89, 95～106	W. P.	4	26	1,800		
1	3	90		A. L.	2	7.5	} 65	240	
2	4	90		A. L.	3	1.5			
	6	104		B. H.	3		700		
1							} 休井		休業中
2									

工場名	製品名	取得量(m³/日)(海水を除く)	水源別取得水量(m³/日)			用途
			深井戸	上水道	工業用水道水	
東海ゴム工業K.K.四日市	ゴム	700				冷却汽缶
東海電線K.K.	電線	50		50		冷却
東洋紡績K.K.塩浜	梳毛・紡毛	6,500	6,500			温調洗染汽
鐘ケ淵紡績K.K.四日市	梳毛糸	9,500	8,000		1,500	温調洗汽
東亜紡織K.K.泊	紡毛糸・織布	5,400	5,400			温調洗染汽
三重繊維工業K.K.		170	170			糸晒
宝産業K.K.	水飴	125	20	105		洗滌
加藤翠松堂製薬K.K.	医薬品	70	70			汽缶・冷却・洗滌
第一製薬K.K.四日市	石鹸・油脂	1,200	1,200			同上
石原産業K.K.四日市	チタン・硫酸・カリン酸石灰	18,000	12,000		6,000	冷却滌料缶洗原汽

井戸 No.	井戸規模 井戸径(吋)	井戸深度(m)	収水位置	揚水規模 揚水機	吐出管径(吋)	馬力	揚水量(m³/日)	海水取得量(m³/日)	備考
1	3			A. L.	3	35	700		No. 3は新設
2	3			A. L.	3				
3	11.5			W. P.	3	30	1,200		
1	4.5		16～25	T.	1.5	1.5	休井		深井戸を使用しない
2	5.5		〃	T.	2	3			
a	15	156	120～130, 134～151	B. H.			6,500		深井戸1本掘鑿中
b	14	151	45～63, 68～71, 73～80, 90～105	B. H.					
c	14	157	66～68, 89～90, 92～93, 98～104	B. H.					
d	14	120	56～59, 62～65, 98～104, 105～101	使用せず					
1	12	150	128～144	B. H.	6	40	1,440		
2	12	200	96～107, 125～135, 145～153	B. H.	5	30	休		
3	12	110	65～67, 70～78, 82～85, 89～100	B. H.	6	40	1,280		
4	12	183	99～108, 132～155, 162～174	B. H.	6	40	1,120		
5	6	60	18～24, 27～30, 38～44, 47～48, 50～58	B. H.	2.5	5	208		
6	15	110	39～43, 46～65, 66～68, 74～78, 82～83, 86～87, 90～101	B. H.	7	50	2,100		
7	15	110	39～43, 46～55, 63～77, 83～85, 93～99	B. H.	7	50	2,100		
1	12			B. H.	7	50	2,000		
2	12	220	74～91, 94～100, 134～143 154～159, 196～201	B. H.	6	40	1,800		
3	12	220	109～113, 123～127, 135～141, 146～155, 176～182, 185～187, 193～201	B. H.	6	40	1,800		
4	12			B. H.	6	30	1,500		
5	12			B. H.	7	50	2,200		
	6			A. L.	3	7.5	170		
	6	116	78～86, 93～98, 103～114	B. H.	2.5	7.5	300	1,000	
	6	150		A. L.	6	5	70		
1	8	152	88～105, 126～143	A. L.	4	15	600		
2	8	98	42～55, 78～91	A. L.	4	15	400		
3	12	150	88～102, 122～138	B. H.	5	25	850		
1	14	180	118～140, 142～150	A. L.	6	100	800		
2	12	140	96～111, 120～134	B. H.	4	60	540		
3	14	195	150～162, 164～167, 168～170, 180～195	A. L.	8	100	1,100		
4	10	180	120～146, 151～161, 163～166, 171～174	A. L.	6	100	1,200		
6	18	125	84～95, 101～121	B. H.	6	60	2,550		
9	15	195	155～160, 168～192	B. H.	6	50	2,200	10,000	深井戸1本掘鑿中
10	15	195	135～144, 150～160, 170～189	B. H.	6	60	4,150		
11	15	195	134～142, 150～153, 159～185	B. H.	6	60	3,500		
12	15	155	109～118, 120～125, 128～138	B. H.	5	30	2,000		
	15	364	174～195, 209～218, 234.5～240.5, 244～252, 297～308, 319～330	W. P.	6	60	3,600		

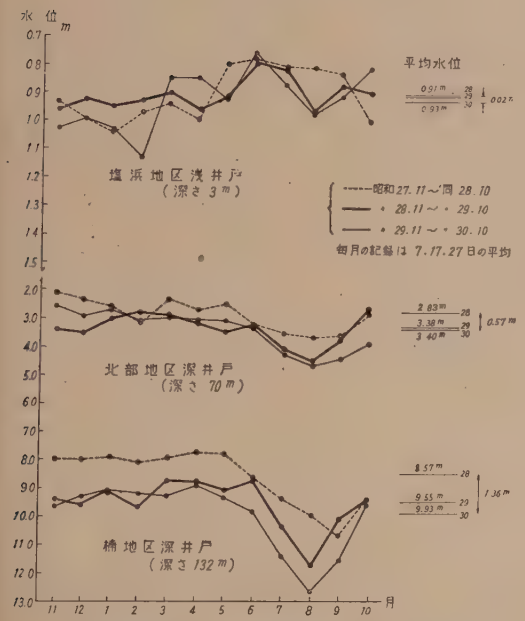
工場名	製品名	取得量(m³/日)（海水を除く）	水源別取得水量(m³/日)			用途
			深井戸	上水道	工業用水道水	
四日市松竹映劇		2,000	2,000			冷房
上水道尾上町ポンプ所		1,500	1,500			
四日市工業用水道塩浜水源		4,000	4,000			
〃 堀木水源		3,000	3,000			

註）揚水機 B.H.：ボアホールポンプ　A.L.：エヤーリフトポンプ　W.P.：水中モーターポンプ

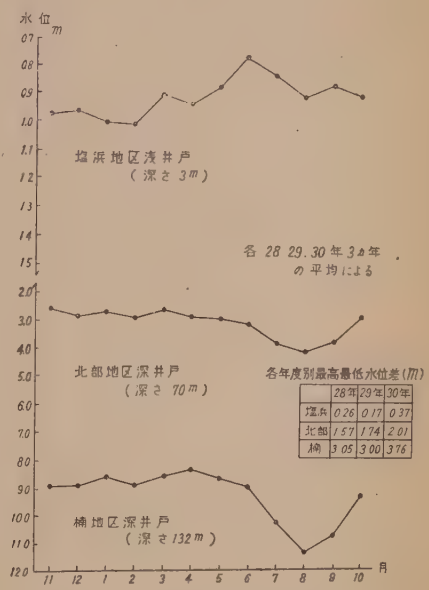
第2表　四日市市工業用深井戸にみられる水位低下の記録
（測定されている最大値を示したが一部は井戸群の一般値をそのまゝ示してある）

	年度（昭和）～月	自然水位　（m）	揚水水位　（m）
大協石油K. K.	25	10～15	
	27		15.5
	31	22～26	30
		8月～26	
		9月～22	
		10月～16	
日本板硝子K. K.	井戸干渉により 25.1～27.10 の間に	6号井　11m の水位低下	
	〃	4号井　7m 〃	
	〃	3号井　3m 〃	
	約1年間に	7号井　2m 〃	
〃	26	14	—
	31	20	31.5
石原産業K. K.	31	18	18.6～29.5（南部）（北部）
東海硫安工業K. K.	26	8	16
	31	18～19	28.5
同河原田水源5号井	28～ 7	5.2	—
	31～10	7.8	23.5
モンサント化成工業K. K.	26～ 6	—	22.7
	30～ 8	—	29.2
	31～ 8	19	26.0
熊沢製油K. K.	25	8.5	—
	31	17.0	—
東洋紡績K. K. 塩浜工場	25	9～10	—
	27	15	—
	31	—	30.2
鐘ヶ淵紡績K. K.	10	自噴	—
	21	—	16
	31	7	26
加藤翠松堂K. K.	10	自噴	—
	31	—	20

No.	井戸規模 井戸径(吋)	井戸深度(m)	収水位置	揚水規模 揚水機	吐出管径(吋)	馬力	揚水量(m^3/日)	海水取得量(m^3/日)	備考
	10	130		B. H.	5	15	2,000		
	12	155	109～118, 120～125, 128～138	B. H.	5	30	2,000		
	14	180	55～58, 62～65, 72～75, 77～82, 84～85, 104～108, 109～116, 121～126, 129～134, 155～156, 173～176	W. P.	6	50	4,000		
	14	180	41～46, 49～53, 71～76, 84～89, 93～96, 101～108, 133～141, 165～170	W. P.	6	26	3,000		



第3図　東海硫安工業K.K.観測井によって得られた四日市市深度別地下水位低下の記録（四日市工場原動課測定）



	28年	29年	30年
塩浜	0.26	0.17	0.37
北部	1.57	1.74	2.01
楠	3.05	3.00	3.76

第4図　東海硫安工業K.K.観測井によって得られた四日市市深度別地下水位の季節変化（四日市工場原動課測定）

量の増加とともに渇水期にあつて過大な揚水量が要求される結果，被圧面地下水の圧力面の低下が著しく生じている。低下した圧力面は豊水期には若干回復するが，元通りにはもどりきらず，これを繰り返すに伴ない，逐年低下の一途をたどつている。

圧力面低下の状況については第2表に各工場における記録を示したが，第3図には，昭和28年以降，とくに依頼して観測していただいた東海硫安工業K.K. 四日市工場観測井の記録が掲げられている。これらを通じてみると，平均1年に1mの割合で圧力面の低下が生じているということができる。とくに興味ある事実は第3図に示されているように夏季渇水期にあつて水位の低下が顕著になる割合が，深度3mの地下水（自由面地下水）より深度70m前後の地下水の方に大きく，また深度70m前後の地下水より深度100m以深の地下水の方にさらに大きくなつているという点であつて，この関係が観測結果に明瞭に表われている。

第5図および第6図はそれぞれ昭和27年調査当時と今次の調査時とにおける揚水中の圧力面，すなわち揚水水位の地理的関係を示しているが，両図の比較により湾状に入り込んだ圧力面の低い部分すなわち揚水水位の深い部分が著しく拡大してきていることが理解できる。

もともと四日市市には南海道地震などによる地盤沈下は認められているが，尼崎・大阪あるいは東京のように，井戸揚水に起因すると考えられるような地盤沈下の明白な証拠はまだ認められていない。しかし臨海部にあつてはすでに塩水の地下水中への混入は始まつている。第3表に深井戸群の水質分析結果を示したが，これによると

第 3 表　四日市工業用

試料採取地	取水深度あるいは井戸深度（m）	水温（℃）	pH	R. pH	Dis. O_2 (CC/l)	Free CO_2 (mg/l)	アルカリ度 (HCO_3^- mg/l)	Cl^- (mg/l)	NO_2^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)
四日市工業水道堀木伏流水源	——		6.7	7.0	—	4.4	35.1	5.9	0.03	7
〃　深井戸水源	41～46, 49～53, 71～76, 84～89, 93～96, 101～108, 133～141, 165～170	16.7	6.8	7.1	1.10	8.8	64.5	6.8	0.01	2
大協石油K. K. 四日市製油所　No. 3井	94～104	19.5	7.0	7.2	2.41	7.0	77.5	9.4	0.00	2
〃　No. 4井	83～96, 99～106, 110～116	18.8	6.9	7.4	—	2.2	79.3	23.0	0.05	2
〃　No. 7井	105～118, 122～131, 145～160, 166～172	19.3	6.9	7.4	1.79	5.5	75.7	10.0	0.01	1
伊勢冷蔵K. K. 深井戸	85～101, 116～123	18.3	6.7	7.1	1.44	9.9	73.6	5.7	0.00	2
四日市市水道尾上町水源深井戸	109～118, 120～125, 128～138	19.0	6.7	7.2	1.06	7.7	86.1	5.3	0.00	tr.
熊沢製油K. K. 水中ポンプ井	43～50, 56～60, 63～66, 68～71, 86～90, 95～105	18.3	6.8	7.2	tr.	14.3	109.4	17.9	0.00	tr.
日本板硝子K. K. 四日市工場 No. 6 井	91～101, 111～132, 178～190	20.0	7.1	7.4	5.84	5.1	82.3	8.3	tr.	2
〃　No. 8 井	73～77, 80～85, 88～93, 96～106, 110～116, 133～138, 141～144, 147～152	18.7	6.8	7.2	0.75	16.5	126.2	72.8	0.00	7
安藤製油K. K. 第2工場	91	18.7	7.3	7.6	—	1.8	85.3	8.9	0.15	tr.
第一工業製薬K. K. エヤーリフト井	42～55, 87～93	21.5	7.2	7.4	—	4.8	87.2	18.6	tr.	tr.
〃ボアホールポンプ井	88～101, 124～138	19.6	6.9	7.4	0.42	8.8	79.7	9.4	tr.	2
石原産業K. K. 四日市工場　No. 1井	115～142, 145～152	19.8	7.3	7.5	—	1.1	83.6	6.3	0.00	0
〃　No. 6 井	105～123, 138～146, 153～161, 173～190	19.2	6.9	7.3	0.89	6.2	91.9	23.3	0.03	2
〃　No. 10井	124～140, 144～156	20.5	6.9	7.5	0.44	4.0	83.4	13.2	0.00	4
中部電力K. K. 三重火力発電所	165～171	19.0	7.1	7.4	5.23	2.2	37.6	7.8	0.02	9
モンサント化成工業K. K. 四日市工場西井戸	138～149	19.2	7.0	7.5	1.68	4.4	90.3	6.6	tr.	2
三菱化成工業K. K. 四日市工場　No. 1井	181	18.3	6.8	7.3	1.84	11.0	84.5	13.1	0.00	3
〃　No. 3井	181	—	6.5	7.0	—	16.5	134.6	75.7	0.00	4
東海硫安工業K. K. 場内4号井	40	17.0	7.1	7.3	tr.	16.5	139.6	98.5	0.00	5
〃　場外2号井	84～88, 91～93, 95～97, 104～108, 111～114, 127～136, 143～165	18.9	6.8	7.1	0.42	13.2	88.7	5.9	0.00	0
〃　河原田5号井	123	16.8	7.0	7.3	0.42	5.5	74.6	6.5	0.01	2
四日市工業水道大里ポンプ場深井戸	55～58, 62～65, 72～75, 77～82, 84～85, 104～108, 109～116, 121～126, 129～134, 155～156	17.0	7.0	7.2	1.67	5.1	83.5	9.8	0.00	2

深井戸の水質

K^+ (mg/l)	Na^+ (mg/l)	NH_4^+ (mg/l)	Fe^{2+} (mg/l)	Fe^{3+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Total Hardness	P (mg/l)	Total SiO_2 (mg/l)	$KMnO_4$ cons (mg/l)	(Ω-cm)	備考
1.8	4.9	0.1	0.00	0.04	9.3	2.0	1.77	0.01	12.0	1.9	—	
0.4	5.4	0.3	2.39	6.89	5.9	5.0	1.98	0.06	137.2	2.1	13,000	休井，試料水白濁
0.8	14.1	0.6	0.10	0.12	6.4	6.6	2.42	0.08	42.4	4.7	9,500	
1.1	14.4	0.6	0.05	0.02	8.9	9.6	3.46	0.09	41.2	0.9	7,800	A. L.
1.0	14.6	0.6	0.03	0.01	6.4	6.1	2.30	0.16	30.4	5.4	9,400	
0.9	19.0	0.2	tr.	0.02	4.6	3.8	1.52	0.08	38.4	1.9	11,500	
0.6	16.2	0.1	0.02	0.04	5.8	5.0	1.96	0.16	26.8	0.9	11,000	
—	—	0.6	3.55	1.13	6.9	5.6	2.25	—	33.8	4.4	6,000	休井
1.2	15.3	0.3	0.21	0.42	5.7	6.4	2.27	0.07	38.4	8.3	10,000	
3.2	58.6	0.5	1.04	0.23	11.7	10.9	4.15	0.06	34.8	5.2	3,200	休井
1.0	20.8	0.3	0.19	0.68	4.8	4.5	1.71	0.04	34.0	8.5	8,400	A. L.
1.3	25.4	0.1	0.96	0.18	5.2	5.7	2.04	0.27	40.4	5.7	6,200	A. L.
0.9	18.1	0.4	0.25	0.06	5.3	5.7	2.06	0.06	35.2	5.4	9,000	休井
0.7	16.8	tr.	tr.	0.02	6.5	5.2	2.11	0.17	31.6	1.3	9,400	A. L.
1.5	26.4	0.9	1.03	0.60	7.2	6.1	2.41	0.06	25.2	1.3	6,500	
0.8	20.3	0.4	0.37	0.05	6.7	6.2	2.37	0.15	28.0	4.4	8,200	
1.2	3.7	0.4	0.14	8.15	7.4	2.5	1.61	0.02	8.0	7.9	15,000	休井，Fe 沈澱物を含む
0.8	20.1	0.2	0.32	0.05	5.3	6.1	2.15	0.11	19.6	0.3	10,000	
3.4	17.9	0.4	3.77	1.32	8.7	3.3	1.96	0.39	24.4	4.4	7,400	
11.7	73.2	0.8	—	Total Fe 5.58	10.3	8.5	3.40	0.84	33.2	5.6	—	深部は埋没して現在の深度は 100m 前後
9.2	68.0	0.3	12.05	1.42	11.5	11.5	4.26	0.50	25.2	5.0	2,700	
1.9	22.1	0.5	2.18	0.64	3.8	3.4	1.32	0.34	32.8	3.7	8,800	
1.8	18.3	0.6	1.73	0.25	4.9	3.1	1.40	0.58	17.6	5.5	6,200	休井
2.5	24.0	0.5	2.20	2.35	3.7	3.2	1.25	1.07	67.2	3.2	10,500	休井，試料水白濁

試料採取地	収水深度あるいは井戸深度 (m)	水温 (°C)	pH	R. pH	Dis. O_2 (CC/l)	Free Co_2 (mg/l)	アルカリ度 (HCO_3^{-1} mg/l)	Cl^- (mg/l)	NO^-_2 (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)
東洋紡績K. K. 塩浜毛糸工場A井	118～130, 136～151	18.5	7.1	7.2	4.59	6.2	88.7	6.0	0.00	2
〃 C井	65～68, 89～91, 92～94, 96～104	17.5	6.7	7.1	0.10	11.0	77.5	7.3	0.19	0
鐘ケ淵紡績K. K. 四日市工場 No. 1井	128～146	17.0	6.9	7.2	2.24	4.4	79.1	5.6	0.04	1
〃 No. 3井	65～67, 70～78, 82～85, 89～100	16.4	6.9	7.2	0.62	7.7	80.3	6.2	0.00	1
東亜紡績K. K. 泊工場 No. 2井	70～88, 92～100, 135～145, 155～160, 195～200	16.8	6.7	7.0	3.48	7.7	70.7	6.3	0.14	2
〃 No. 3井	109～113, 122～127, 132～141, 145～156, 175～183, 186～188, 192～200	16.8	6.8	7.2	0.39	6.6	95.2	7.3	0.03	1

分析：比留川貴 （昭和31年10月）

第5図 1952年当時の四日市工業用深井戸揚水水位等水位線
（1952年10月の測定記録を中心として作製）

第6図 1956年調査当時の四日市工業用深井戸揚水水位等水位線
（1956年10月の測定記録による）

四日市市の被圧面地下水の一応原水と考えられるものは，Cl^- 6～7 mg/l，Ca/Mg が1に近い水であつて，このような水は内陸側にあたる近鉄名古屋線西側で得られている試料に求められる。その Na/Cl, K/Cl, Ca/Cl, Mg/Cl, (Ca+Mg)/Cl および (Na+K)/Cl を計算すると第4表a欄のようになるが，これらの数値に対し，海岸側にあたる近鉄名古屋線東側では Cl^- の含有量が 100 mg/l 程度までであるが，比較的多いのがみいだされる。

いま海岸側における試料について，Cl^- の少ないもの（第4表b，Cl^- 平均 8.7 mg/l），Cl^- 中程度のもの（第4表c，21.5 mg/l），Cl^- 多量のもの（第4表d，82 mg/l）を区別すると，海水の場合（第4表e）の値に b, c, d と順次近づいてくることがわかる。また Cl^- 6～7 mg/l の地下水に対し，海岸部の Cl^- 含有量の大きなものの Cl^- 量までの海水（すなわち源水1 l に対し約4 cc の海水）を添加した場合を仮定して計算すると，海岸部の Cl^- の多い場合の組成に概略近い値が得られる。

したがつて Cl^- の含有量は僅々100 mg/l 程度ではあるが，この Cl^- は海水の混入によるものとみることができる。なお別にやゝ不正確な記録ではあるが，昭和27年調査の際，日本板硝子 K. K. の深井戸が 25 mg/l，東海硫安工業 K. K. のそれが 51 mg/l であつたのが，今回の調査ではそれぞれ 72 mg/l および 98.5 mg/l に増

K^+ (mg/l)	Na^+ (mg/l)	NH_4^+ (mg/l)	Fe^{2+} (mg/l)	Fe^{3+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Total Hardness	P (mg/l)	Total SiO_2 (mg/l)	$KMnO_4$ cons (mg/l)	(Ω-cm)
1.2	24.3	1.1	0.03	0.04	4.2	3.4	1.37	0.16	18.0	1.4	10,300
2.0	18.3	0.4	2.50	0.55	4.5	3.2	1.37	0.90	28.8	6.2	9,600
0.9	19.9	0.4	0.04	0.07	4.6	3.9	1.54	0.23	22.4	1.9	10,500
1.3	15.5	0.3	1.89	0.17	6.6	4.5	1.96	0.39	16.4	4.1	9,200
0.8	16.4	0.4	0.22	0.07	4.3	4.7	1.68	0.04	27.2	5.7	11,500
1.0	19.4	0.3	1.26	0.74	7.4	5.2	1.20	0.60	24.4	2.2	8,400

試料採取地点は第2図参照

加している（前回の最高含有量165.2 mg/l を示した石原産業K.K. の深井戸については検測してない）。以上全体としてみると被圧面地下水の圧力面の低下したのに乗じて，海水の侵入が徐々に誘発されてきていることはおよそ明白な事実と考えられる。

5. 帯水層

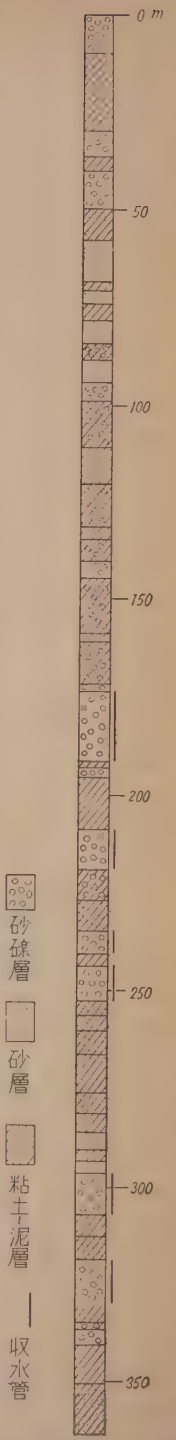
鑿井地層断面については約50の資料が蒐集できたが，その大部分はすでに前回の報告に掲載されているので，こゝでは石原産業K.K. で昭和31年掘鑿した364 mの深度の深井戸の柱状断面を示すに止めておく（第7図参照）。

全体として埋木などを含む堆積物が散見されるが，泥あるいは粘土と砂礫の互層がかなり錯雑した関係をもつて分布しており，石原産業K.K. で深部掘鑿を行うまではほとんどすべて深度200 mまでの深井戸であつた。

いまこれら200 m以浅で収水している深井戸群についての水試料の化学分析結果によると（第3表参照），西方内陸側から東方海岸側に向かつて水質が変化するとともに，深度100 m前後を境として，その上下である程度の相違が認められる。すなわち100 m以浅では100 m以深に比較して，一般に Cl^-，SO_4^{2-}，Fe^{2+}，Fe^{3+} などの含有量が多く，硬度も高く，溶存酸素は異常に少なくなつている。またこの両者は圧力面の点でも区別できることが，東海硫安工業K.K. における観測結果によつても明らかである。したがつて明瞭な不透水層と推定できるものは認められないが，概略深度100 m前後のところに1つの水理的不連続が考えられる。

もつとも鈴鹿川寄りの部分ではこの100 m以浅に鈴鹿川から供給されていると推定される地下水がはいつており，そのために圧力面が北部地区に比較して高いのであるが，なお溶存酸素は概して少ない。

これに対し200 m以深の堆積物については，四日市市周囲の層序，地質構造などから従来種々の研究を行つていたが，帯水層の有無，その利用，開発の可能性についてはまつたく未知であつた。たまたま石原産業K.K. の深部地下水利用計画により364 m（1,200尺）までが明らかにされた。それによると200 m以深も容水地盤としては200m以浅と著しい相違はなく，厚い帯水層が連続しており，200 m以浅の水温 14～19°Cに対し，21.5～22°C の高温を示しはするが，揚水量に対する水位降下は第8図に示した通りで，現状では200m以浅のものよりもむしろ優れており，水質もまた工業用に供して非難すべき点はないという結果を得た。200 m以深のこれらの帯水層が近鉄名古屋線以西にもそのまゝ連続しているか否か多少の疑問がありはするが，四日市市の深井戸利用の将来に対して明るい見透しを得たという点では異論はない。



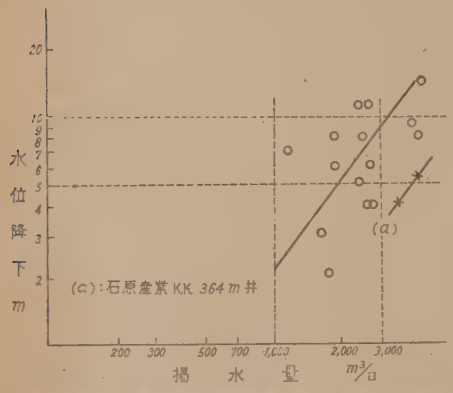
第7図　石原産業K.K. で掘鑿した深度364m の深井戸地質断面図

井戸側管径 8～15吋　自然水位 6.9m　揚水水位 3,600m³/日～11m　4,320m³/日～12.2m　Cl⁻含有量 21.4mg/l　現有 60HP 水中ポンプ 6吋を装置して揚水中

第4表　四日市市の被圧面地下水の水質分析結果に基づいて海水の影響を示す*

	試料の種類	Cl^-(mg/l)	Na/Cl	K/Cl	Ca/Cl	Mg/Cl	(Ca+Mg)/Cl	(Na+K)/Cl
a	近鉄名古屋線以西(内陸側)の平均値	6.8	2.86	0.22	0.74	0.59	1.33	3.08
b	近鉄名古屋線以東(海岸側)のCl^-の少ないものの平均値	8.7	1.95	0.11	0.68	0.67	1.35	2.06
c	同上，Cl^-の中程度のものの平均値	21.5	1.04	—	0.33	0.33	0.66	1.10
d	同上，Cl^-の比較的多いものの平均値	82.0	0.85	0.10	0.13	0.12	0.26	0.94
e	標準の海水の場合	18,970	0.528	0.020	0.022	0.068	0.089	0.548
	(d−a)のCl^-含有量に相当する海水をaに添加した場合の組成に対する計算値		0.75	0.04	0.09	0.11	0.19	0.79

* この表によりaからdに至るに従って海水の性質に漸次近似してきていることがわかる。



第8図　四日市市工場用深井戸の揚水量に対する水位降下の関係

6. 揚水量に対する水位降下の関係

揚水量に対する水位降下の関係は取水深度により多少相違はするが，概略第8図に示したような関係にあり，東京江東に比較すれば劣っているが，尼崎・大阪などに比較すれば概して優れているということができる。

適正揚水量を正確に求めた記録が得られなかった点が遺憾であるが，多数の揚水井の揚水状況から判断すると，

水位降下3mに対し　1,000m³/日
〃　5mに対し　1,500m³/日
〃　10mに対し　3,000m³/日

程度となり，これをさらに仔細に検討すると，水位降下6～7m（これに対する揚水量2,000 m³/日）が適正揚水量の概略の限界にあたっているように推定できる。

地域全体の揚水水位を通覧すると，南部の鈴鹿川寄りでは概して浅いが，東洋紡績K.K.塩浜毛糸工場―モンサント化成工業K.K.―石原産業K.K.構内北部を連ねた線以北の部分では4年前すでに地下25～30mになっている（第5図参照）。それが今回の調査では著しく南に向かって拡がっており，しかも夏季には一時的であるにせよ，さらに深くなるものと考えられる。一方これに対する静止水位は概略20m前後となっているから，揚水水位を最少限現状以上に深くさせないように保つために，水位降下を6～7m以内に止めておけるよう井戸の規制処置を講じなければならない。

一方揚水能力については，調査当時3,500 m³/日以上の深井戸8本，2,500 m³/日以上13本，1,500 m³/日以上29本となっており，既設66本（計画揚水能力は合計113,000 m³/日）の平均1本当り揚水量は1,700 m³/日となっている。しかし四日市市においては水中モーターポンプの使用が急速に進んでおり，すでに更新，新設を合わせて10数本の井戸がこの種ポンプにより揚水を行なっている関係上，大量揚水井（したがって不当に大きな水位降下を生じる井戸）の出現が期待される。さいわい工業用水法の施行に伴ない新設井の揚水量は制約されるが，既設の深井戸においても，努めて適正揚水量の限界内に揚水量をしぼるよう配慮することが必要である。

（昭和31年10月調査）

参考文献

1）　藏田延男・村下敬夫・森和雄・米谷宏：三重県工業用水源地域調査報告―東海地域調査の第1報―地質調査所月報，Vol. 4, No. 8, 1953

550.85 : 627.8 (523.1)

徳島県那賀川水系新規ダム計画地点土木地質調査報告

尾 原 信 彦*

Reports on Engineering Geology of Several Dam Sites controlling the Naka River Catchment, Tokushima Prefecture

By

Nobuhiko Obara

Abstract

The river Naka flows eastwards through the eastern part of Shikoku Island. Water power of the river has been not yet fully exploited; maximum output from the three power plants which have been already constructed, amounts only to 55,000 kW. According to the recent survey, however, it is cleared that an inclussive water power reaches 200,000～300,000 kW. The eight reservoirs which will serve for this vast output are newly projected. The author visited the dam sites proposed for these reservoirs and made a close inspection from the view point of engineering geology.

The dam sites occupy an area, consisting of sedimentary rocks of Paleozoic & Mesozoic age such as graywacke clay slate, quartzite etc, rarely limestone, schalstein and their alternation. Cracks and faults are found upon the proposed dam center of almost every dam site. These defects will be remedied by means of modern engineering technics in several dam sites, because these defects are mostly of a small scale. But the author is anxious about the dam sites of Kitagawa, Gonda and Hisō, where faults of an larger scale were found by him. He also advises to give up construction at the 1st site of Kaikawaguchi Dam, where a permeable limestone stratum exposes itself on the valley bottom. In substitution for that site, he recommends the dam site of Kominono, which consists of a great mass of graywacke of the hardest quality and is fit even for constructing an arch dam owing to a suitable land form, i.e. ratio of the height to the span of the valley will be 66/100.

1. 緒　言

那賀川発電計画の第1期計画では，すでに徳島県営で長安口(ながやすぐち)ダムを竣工し，その水を導いた日野谷(ひのたに)発電所が稼動しており，同じく県営の川口ダムが昨夏(31年)着工され34年に竣工することになつている，続いて第2期以降の計画では，前記2発電所を生かして，その上流と下流にある同川の適当な箇所にダムを築造して，未開発水力を完全に利用することが要請されてきた。

かくて31年度から開始された第4次水力調査の有力な対象に那賀川が採択され，一応公益事業局の手でいろいろの机上案が検討されており，最少20万kWないし最大30万kWの水力開発が可能であろうという結論に達した。これだけの発電のためには，上記2地点のほかに新たに那賀川筋にある13地点のダム候補地点を適宜に組み合わせ，約36通りの案が考慮されている由であるが，ダム候補地点としてはこの13カ所以外にないので，一応これらの地点の地質調査を実施することにした。ただしこれらの13カ所のうち，あまり地質的に問題のない2地点（段所・白台）に関しては，最も下流にあるため主要なダム候補地のある上流部の群とは距離的に離れており，かつ調査日数の都合で割愛しなければならなかった。

そもそも那賀川水系は西日本に残された最も有望な包

* 地質部

第1図 那賀川水系電源開発図

源地帯であり，当初は徳島県の直営でその全部が開発されるという構想であつたが，地方財政状態の変動のため，県営事業としては上記のように2カ所のダム式発電所の開発にとゞまらざるを得なくなり，爾余の地点は四国電力・住友化学・電源開発 K.K. などの競願の形となるものとみられている。これら各会社ではそれぞれ独自の計画があろうが，しかしおよそいかなる経営体でも必ず考慮するであろうと思われるダム候補地点については，今回逐一地質の調査を行つたはずである。

なお29年度には近藤信興技官により，とくに長安口ダムの調査に主力をおき，この地域の概査が実施された。今次の調査はその当時とは発電計画の方針が大幅に変更されたので，同技官の足跡を印しなかつた地点（権田・日草・大美谷・日和佐）に中心をおいて調査を試みたほか，海川口・小見野々・細河内など，共通の地点についても，できるだけ精密な踏査を実施した。

2. 那賀川上流・中流の地質概況

この地域の地質は東京大学地質学教室における層位学の研究フィールドにあたり，長期間にわたる調査が立派に結実している。本所の編纂により東京大学山下昇が最終的な検討を行つてこれを纏め，7万5千分の1図幅「剣山」[1]としてようやく完成をみるに至つたところである。しかしながら個々のダムサイトについては別に縮尺500分の1位の詳細な地質調査を必要とするし，水路経過地の岩相の変化を推定するのには，少なくとも1万分の1位の精度の実地踏査が必要であつた。

調査地域は四国を東西に横断する大規模な構造線である「仏像線」の南北にわたつており，したがつて今回調査したダム候補地点のあるもの註1)は，「仏像線」の北側，すなわち主として硬砂岩・粘板岩，まれに珪岩・礫岩・石灰岩・シャールスタインなどからなる古生層の堆積する地域に位置し，他方あるダム候補地点註2)は「仏像線」の南側，すなわち主として砂岩・粘板岩からなる時代未詳中生層の堆積する地域に位置している。しかしながら現場における土木地質的な観点からは，いずれもほとんど同じような硬砂岩，または粘板岩，あるいは双方の互層からなるところが多く，古生代・中生代という年代の新旧による差異・得失はまず認められないのが実状であつた。したがつて本文にあつては，とくに必要がない限り，岩石の堆積の年代に言及するのを省いた。

この流域全般の地質の概要はほとんど急傾斜の堆積岩からなり，その走向はほゞ東西であり，下流に移動するにしたがつて漸次北東—南西に偏向する。そして，東西性の断層・逆断層ないしは衝上断層が実に数多く走り，これら断層群はおのおの大なり小なりの破砕帯を伴ない，それらに沿つて断層角礫あるいは断層粘土が発達しているから，土木工事に際しては，これら地質上の疵痕にとくに留意しなければならない。

なおこの地方で土木工事に際して問題となる岩石は，頁岩・粘板岩および石灰岩である。石灰岩は弱酸性の水に溶解する傾向があり，かつまた無数の漏水孔があるから，ダムサイトには適しないことは明らかである。また頁岩および粘板岩については，今回踏査した大部分の箇所にこれが露出している関係で，一般的にいうならば，那賀川水系は高堰堤の建設には，好ましくない箇所が多いといつても過言ではない。すなわち頁岩および粘板岩は飽水すると風化ないし粘土化の進行がきわめて速やかであること，亀裂を通じての漏水が相当多かろうこと，したがつて風化してのちの支持力に相当の減衰が起きるという予想が立ち，また着工に際しては，掘鑿量を過大に見積ることを覚悟のうえで工事に臨まねばならないからである。また砂岩と粘板岩が共在する箇所では，地殻運動の力がより軟かい粘板岩の方にしわ寄せしたために，とくに複雑な揉めを生じた部分があるから，充分これに注意して，これら揉めを生じた不良地盤の処理にあたらなければならない。

しかしながら土木技術の近年の進歩は，これら頁岩類の克服について註3)，グロウト工法等種々の手段も構ぜられつつあることであり，もしくはロックフィルダム等新しい形式のダムを設計することにより，不良岩盤を無視するという行き方もあるようである。したがつて工事に先立つて各ダムサイトに関する詳細な地質上の特色を示す資料を提供するという意味で，以下各地点ごとに詳細な記述を試みる次第である。

註1) 例えば，海川口・小見野々など
註1) 例えば権田・日草・細河内など

註3) 米国では粘板岩類について，土木地質の分野で "Cemented shale" "Compaction shale" と2大別しており，前者は珪酸塩が粒子間を充塡して団結したもの，後者は単に強大な圧力によつて粒子間隙が微小になつた粘土質岩と定義し，前者は高堰堤の建設も可能であるが，後者は不適当として取扱つている。両者の判別には $\frac{1}{100}$N の蓚酸アンモニウム液に浸して，侵されないか侵されるかで判定しているという。筆者はまだこの方法を適用したことはないが，大体の現場視察では，那賀川筋では Compacted shale の方が卓越するように思えた。たゞ「仏像線」以南に位するものは幾分 Cemented shale の方に近づく傾向があるようである。

3. ダム予定地点の地質詳説

第4次包蔵水力調査の対象となつたダム建設予定地点は次表に示す通りである。これらのほか段所・臼台の2つは最も下流に位するため，主要なダム候補地のある上流部の群とは距離的に離れており，かつ調査日数の都合で全然この調査を省略した。

第 1 表

ダム名称	水系	満水位 (m)	堤高 (m)	備考
北川	北川	540	約50	貯水池
権田	南川	540	112	主力貯水池
日草	〃	510	103	権田の比較地点
細河内(下)	本流	420	75	貯水池
〃 (上)	〃	420	65	同上の比較地点
海川口1	〃			
〃 2	〃			
〃 3	〃	380	100	
小見野々	〃	318	60	海川口の代替
大美谷	坂州川	540	45	調整池
日和佐	日和佐川	75	40	〃

3.1 北川ダム予定地点（木頭村大字大明地北川部落附近）

こゝは公益事業局案ではダムにしない予定になつているが，那賀川の最上流北川の奥にある唯一のダムサイトであり，物部川との分水界に近く，こゝより川上は北川が3本の支流（北—平谷・西—日和田谷・南—千本谷）

第2図 北川堰堤予定地点地質概要図

に分かれる。

踏査当時は1万分の1の地形図しか入手できなかったので，それを頼りにして約半日の概査をして第2図に示すような概査図を作った。

地形　北方から肉の薄い1つの山脚 (spur)，が南下して，左岸を形成し，南方から2つの山脚が北に向いて突出して右岸となり，前者が後2者の間に楔状に突入したような地形を示している。那賀川は山脚の麓をほゞS字状（初め南東流，次に北流，最後に東流）に迂回して，この狭隘部を通り抜けている。堰堤のつくれそうなgorge（峡間）は丁度上記の北流区間(延長約 220 m 位）である。

地質　こゝには N65～85°W の走向を有する堅硬な砂岩・頁岩の大規模な互層が発達し，距離約 200 m位の間に2背斜・1向斜をもつた褶曲構造が認められ，地層の傾斜はきわめて急である。頁岩はやゝ珪化している部分もあり，砂岩も通常の硬砂岩または珪質砂岩である。

このダムサイトの南端，すなわち河道屈曲部の少し西に N45°W の走向で，南西に 50° 傾斜する相当大規模の断層線が通過し，右岸の山壁に大崩壊を起こし，またその線の北西延長も左岸の山腹に相当著しい山崩れを起こさせている。この断層線は幅 60～70 m の破砕帯を伴ない，前記2つの崩壊箇所の露頭において，その揉め方の著しさを知ることができる。南側（右岸）の崩壊箇所にはすでに砂防工事が施工されているが，後から後から崩壊が継続して，まだ完全に止つていないようである。この断層帯の西（川上側）では地層の走向が N70°E となり，こゝから川下側の一般走向は N70°W である。

河道の北流区間，すなわちダムサイトに相当する峡間にも，なお小規模の断層がみられ，それに沿つて断層粘土の生成しているのが認められた。この小断層で岩石標本を蒐集し，帰庁後に薄片にして検鏡したところ，砂岩と頁岩とが破砕されて混合し，頁岩の方が取り込まれ塊状をなしており，割れ目には白つぽい方解石(炭酸石灰)の脈 (Streak) がおびたゞしく析出しているのがみえた。

堰堤地点　こゝには3本のダム中心線A・B・Cが考慮されている（第1図)。

上流側サイトの中心線（A）は，硬砂岩から頁岩に移り変わる所を斜めに截る。したがつて左岸は下部が硬砂岩，上部の大半が頁岩となる。右岸は大部分が硬砂岩であるが，天端附近が前記大断層の破砕帯に接触するもののようである。左岸のアバットメントを少し北方へ振ることが望ましいが，左岸の地形の関係で堤高が低くなるから，それは無理のように思われる。なおこのA中心線附近一帯の岩盤には割れ目の多い傾向がある

中流側サイト（B）の中心線は走向 N85°W，傾斜 70°S の硬砂岩の南限にあたる所であるが，前記の小断層の通過する所にきわめて接近し，この小断層の南側には，採めた黒色頁岩（走向 N65°E，傾斜 70°S）が露出している。こゝも工事が難かしく，必ずしも良好な地点とはいわれない。

下流側サイト（C）はBサイトで述べた硬砂岩の北限にあたり，こゝから北方は珪質の頁岩となる。たゞ右岸では山が低くなり，しかも中心線から 35 m 位川下で右岸に段丘礫層をのせているから，地質的にも地形的にもあまり好ましいサイトではない。

こゝは堆砂量も多い予想であり，A・C両地点を避け，なるべくはB地点に取水堰堤ないし低堰堤（40m以下）を築造するにとどめるべきであろう。

3.2　南川筋のダム候補地点（権田・日草）

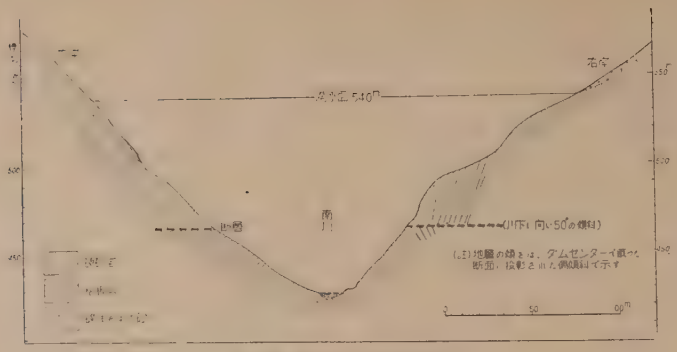
那賀川の上流の支流南川(みなみがわ)は，谷深く流域面積も大きく林相も良く，ほとんど人煙まれな集水地域を包蔵している。したがつてこの南川流域の水力開発が今回の第4次水力調査の主要目標であるゆえんであり，この川と北川との合流点に近い所で，堤高約 120 mの高堰堤（満水位 540 m として）を作り，豊水期に約 1億1,280 万 t（有効容量 9,535 万 t）の水を貯えておき，渇水期のピーク時に最大出力 54,500 kW の発電をするというのがおもな狙いである。

この南川を堰止める候補地点が2つあり，奥の方が権田，合流点に近い方が日草であつて，この2カ所のうちのいずれか1カ所において條件のよい方を選んで築堤する目論見である。

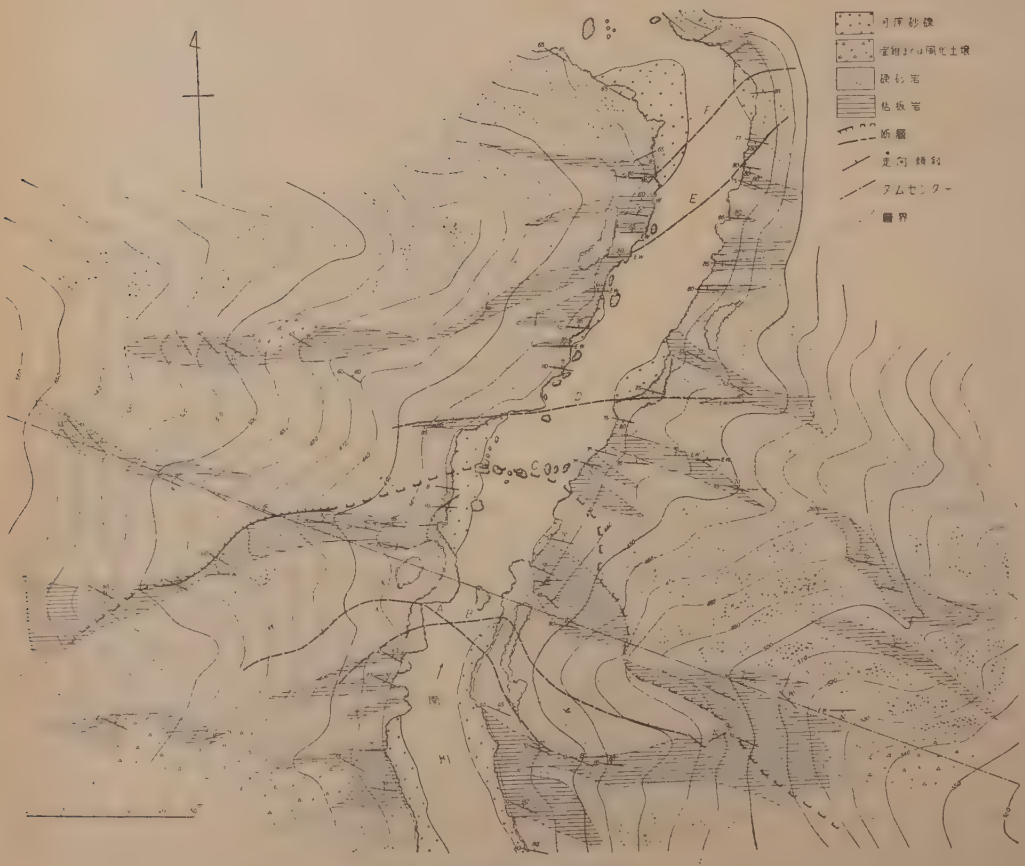
3.2.1　権田地点

位置　権田地点から南川・北川の合流点までは直線距離で約 2 km にすぎないが，南川は実に見事な陷入蛇行 (insised meander) をなしつつ流下するので，河道の実距離は合流点まで 4.3 km に達する。権田地点には，平野(ひらの)部落から山稜を抜ける小径が日草部落経由で一本通ずるのみであつて，川沿いには両岸の地勢が険阻なために，到達することは不可能である。なお権田にはダム地点の約 0.5 km 川上に唯1軒の民家があるのみである。

地形　1万分の1航測地形図のほか，ダムサイト近傍のみ 500 分の1実測地形図が踏査直前に完成したばかりであつた。この図面によれば，このダムサイトには右岸・左岸とも非常に複雑な山襞があり，おもな沢のみでも左岸に3，右岸に3を数えることができる。谷形は予定中心線で断面を切れば，第3図のように急峻で，左岸の下半は 35°，上半は 50° 位，右岸斜面の下半は 50°，上半は 30° 内外を示し，左右非対称ながら相補つて堤長と堤高



第3図　権田地点地質断面図



第4図　権田堰堤予定地点地質要図

との比はどの水準でも約1.00：0.41位である。当ダムサイトの北流区間（距離約250 m）どこでも同じような比率を示すものと思われる。

地質　筆者は500分の1地形図を持つて，このサイトの両河岸と左右おのおの3本の沢を踏査して第4図のような地質図を作成した。こゝの地質は水成岩からなり，大体の走向は東西（N75～85°W）で，北方に急傾（70～90°）するほゞ単斜構造を示す。岩質は硬砂岩と頁岩との互層であるが，どちらかといえば少し砂岩が優勢のようである。こゝの頁岩は大抵は薄層に割れ易い黒色粘板岩であり，あまり硬くない特色を有する。

地質構造は，第4図に示したように，この250 mの北流区間に相当に明瞭な構造線（断層・裂罅）が6本（南からＡＢＣＤＥＦ）横断している。Ａ・Ｂの両線は小さいもので，地形にも顕著には現われず，これに対しＣ・Ｄ・Ｅはやゝ中規模の構造線であり，両岸の山襞（谷）の成因に関係のあるものと思われる。これらの線が通過する部分に接しては，地層が大なり小なりの擾乱を受け，必ずといつてよい位，地層の傾斜がその近くで逆に傾斜（こゝでは南方に部分的に傾く）している。

ダムと構造線との関係で，一番重要なのは予定中心線の川下35 mに位するＣ線である。Ｃ線は水平にも数10 mの転位（ずれ）を起こしているもののようで，しかも両岸でダム中心線を截り，またこの線の通る左岸の沢に空洞が標高455 m辺りから500 mまで，開口さしているから，この線の処理には相当の骨が折れるのではないかと考えられる。地質断面図で示したように，この線はたとえ中心線の断面では偽傾斜は水平でも，下流側に50°傾くから，水圧で漏水するおそれがあり，ダムサイトには致命的な疵であるかも知れない。いずれにしても地表から推定したものであるから，横坑を入れて地中での状況を綿密に調べる必要がある。

いまのところ標高540 mにおける右岸取付部分を固定し，中心線を15°ばかり左廻りに回転すれば（中心線の方向をN85°Wに直す），540 mの水準における左岸取付部分を南方へ約70 m位移動できるから，左岸側におけるＣ断層を貯水池内に残さず，右岸側も水圧のいくらか低い部分のみを残すことになるから，工事の可能性は高まることになろう。しかし右岸の上半分のアバットメントは粘板岩であるから，慎重に調査をしたうえで着工しなければなるまい。

次にＤ線は調査不充分であまり性格が明らかでないが，それ自体大規模な断層ではなさそうである。たゞ堤体の重力が最もかかる箇所で川を横断しているから，一応試錐・横坑などで，その地中の状況を把むことが必要である。

Ｅ線はやゝ規模の大きい断層らしいが，ダムを完全にはずれるので考慮の要はない。Ｆ線も同様で，たゞ断層粘土を伴なうきわめて顕著な断層であることを報告しておく。

Ａ線とＢ線とはダム中心線のすぐ上流にあるものであるが，規模は小さく，かつ中心線を截らないから，遮水工法を考えておけば良い。

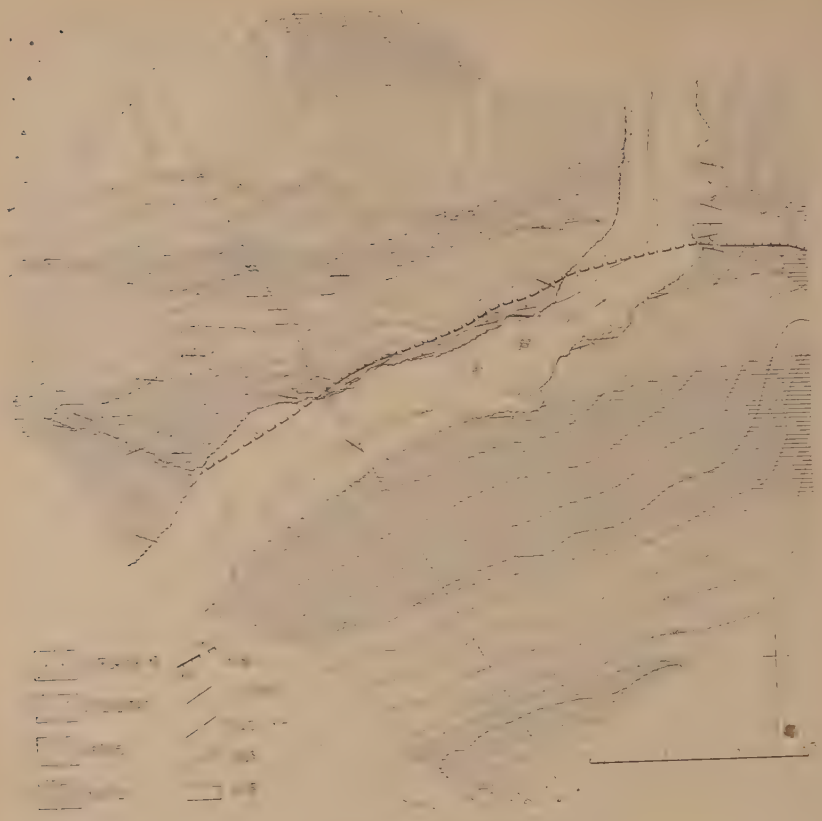
3.2.2　日草ダム予定地点（木頭村日草）

位置　前項権田地点との比較地点として計画されている日草地点は，権田地点から下流約0.75 km（直線距離）に位し，その途中で東方（右岸）から野久保谷という支流が注入する。こゝで南川を締切れば，権田地点と同じ満水位（540 m）では，貯水池の容量が約1割増すうえ，発電所（九文名）までの水路の長さを逓減することができ，それだけ経済上の利益がある地点である。ダムサイトは下日草（しもひそう）部落（1戸）の直下にあり，上日草（かみひそう）部落の北東0.4 kmの箇所にあたる。

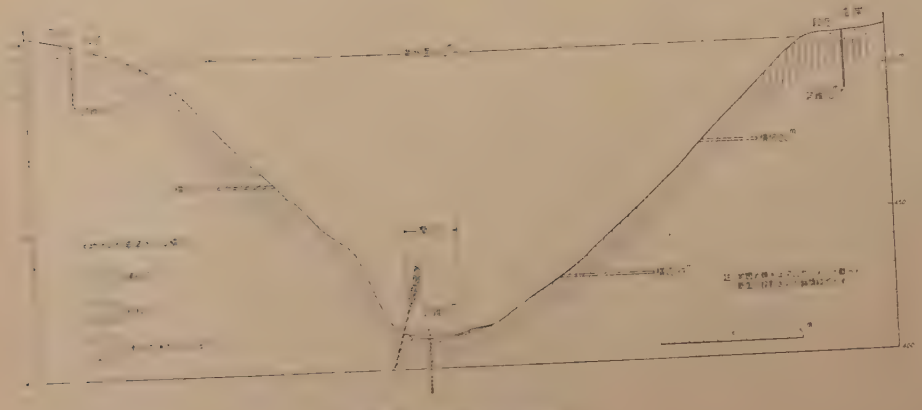
地形　こゝも1万分の1航空測量図のほかに実測の500分の1の地形図ができあがつたので，直ちにそれを利用して踏査を行つた。南川は非常に屈曲しているので540 mを満水面とすると，両岸の山の標高の関係で中心線を引く箇所が限定されてしまう（第5図）。両岸の山腹の地形は権田サイトよりは遙かに単調であつて，複雑な山襞はないが，左岸と右岸との標高515 m位の箇所に平坦なベンチ（段丘面）があり，川床の標高は412 mであるから，ダムの天端の標高としては510 mが限度となり，したがつて堤高は最高で約100 m，堤長は約250 m位となる。最初の計画通り540 mを満水面とするダムにすると，堤高は128 mとなつても上記の段丘面のために堤長が350 mを超え，堤体の容積が著しく大となり，経済的には不利となる。筆者は510 m満水の計画に添つて作られた中心線（走向はN29°W）を根拠にして地質調査を行つた。

地質　このダムサイトも権田と同様水成岩からなり，砂岩と頁岩の互層であるが権田附近に較べて両岩層とも厚さがやゝ大である。左岸は主として硬砂岩からなり，1枚（厚さ25 m位）の頁岩を挟むが，走向はN70°Eないし E-Wで，北方に50°以上傾く。右岸は中心線近くではN75～85°Eの走向を示し，斜面下半分は頁岩，上半分は硬砂岩である。

川筋に沿つて左岸寄りに断層が1本通過する。中心線の真下では，川岸から西北方2～3 m離れた所に，幅1.5 m位の硬結した断層粘土を伴なつた断層露頭が明瞭に認められる。この断道は川下に向かつて左岸沿いに山



第5図　日章堰堤予定地点地質要図



第6図　日章地点地質断面図

腹を縫い，河道の屈曲点（北折部）において，川床を横断して右岸に渡り小沢に沿つて右岸斜面を登つているもののようである。中心線から上流側では，この断層露頭は右岸を離れて一旦川床を潜走し，約 50 m位でふたゝび左岸に露われ，小沢沿いに左岸の斜面を上り，上日草部落の方に抜けている。この断層の規模はこの附近ではやゝ大きいものに属し，前記左岸から右岸に横断する所の観察では，断層の南側の頁岩（幅15m）を相当に揉めている。すなわちこの頁岩帯の一部擾乱帯となつているところからみて，中心線の附近でも幅 10 ～ 15 m位は擾乱帯となつているのではないかと予想される。したがつて中心線が川筋を横断する川原において，左寄りの川床の過半は相当に地盤が悪いように思われる。

予定ダム中心線に沿つた断面図（第 6 図）を描くと，左岸はよいが，右岸の斜面下半分は非常に軟質な頁岩・粘板岩であり，ことに谷底には川筋に平行，すなわち堤体に直角に深い不連続面があるのであるから，さらに精細な調査をなし，措置を考えたうえでないと，このまゝで直ちに工事に着手することは不安である。

さらに前述の 515 mのベンチ（段丘面？）は土被りが厚い見込であり，その切削り深度は 15 ～ 20 mに達するものと想像される。

3.3　細河内ダム予定地点

那賀川の上流は北川と南川とに分かれる。北川の方は沿岸にやゝ平地が開けているために，田畑が多く，部落も西から日和田・北川・大城・日浦・六地蔵・菖蒲野・折宇・石畳・栃谷口・平野など十指を屈することができる。したがつて最初，那賀川の綜合開発計画が立案され，河水統制および発電のために細河内附近に高堰堤（100 m以上）をつくつて，上流の数多の部落を沈める計画が発表された当時は，地元民から猛烈な反対の声が出て，到底この案は実現不可能であるということに帰着した。しかし今次の水力開発計画第 2 次案では，そのような高堰堤ではなく，満水面を 420 mに抑えているから，水面下に沈む部落も平野部落のみであり，堤高も 65～75 m にすぎず，実現の可能性は遙かに大きい。貯水量は約3,000万 t 位である。

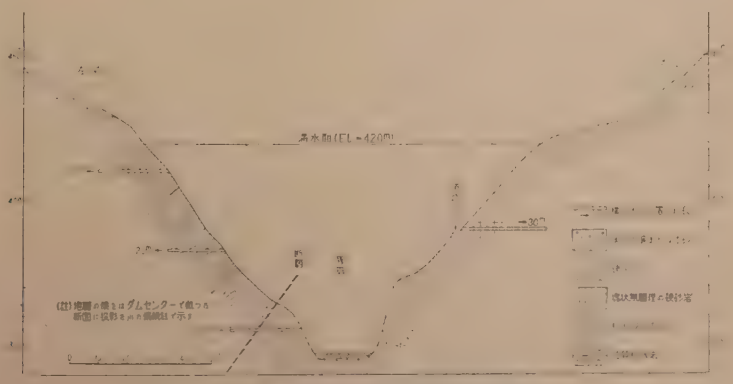
位置　那賀川は，折宇の盆地から出原の盆地に出る間に丘陵を陥入蛇行しながら約 100 m川床を下げ，この区間には 2 カ所のダムサイトの適地が発見される。両盆地の中間に細河内部落があるのに因んで，上流側地点を細河内上堰堤地点，下流側を細河内下堰堤地点と称する。筆者の踏査当時は下流細地点のみ 500 分の 1 地形図があり，上流地点は実測中であつたので，下地点のみやゝ詳細な調査ができ，上流地点は 1 万分の 1 航空写真図を頼りに現地を視察したにとゞまつた。

3.3.1　細河内下流地点

地形　下流地点の谷の切口は第 7 図に示すように，左岸の勾配は 50° 位，右岸は上半分は 50°位，下半分は70° 位である。堤高を 65 mとした際堤高と堤長との比が最大値 0.54 を示した。堤高が 80 mを超すと，谷がいくぶん開いてくる。満水面を 420 mに限定すれば，下流地点では堤高が 75 mとなり，堤長と堤高との比が 1 : 0.52 になる。両岸とも下の1/8はきわめて急な断崖となつており，ほとんどU字型に近い。

この切口を示したダムの予定中心線（方向 N60°W）より川下 90 m の川床には左岸から沢が 1 本懸かつており，また中心線から上流側 25 m の所には，右岸の斜面からおびたゞしい砕石を堆積した急な沢が懸つている。

地質　予定サイト附近では那賀川は北東方に（N30°E）真直に流れ，中心線の下流 120 m附近で北方に転針する。地質は日草附近と同様の水成岩，すなわち硬砂岩・頁岩



第 7 図　細河内（下）堰堤地点地質断面図

第8図　細河内（下）堰堤地点地質断面図

の互層により構成され，硬砂岩の方がいくぶん優勢であり，頁岩類も通常の粘板岩のほかに，珪質な黒色粘板岩も発達している。一般走向はほゞ東西で（N80°W～N80°E），河道を斜めに横断し，北方に急傾斜(60° 以上)している（第8図）。

局所的には地層の揉めた部分があつて，そこは走向が一般方向からかなり異なつており，傾斜も一般の北傾斜に反し，逆に南傾斜となる所がみられる。かゝる揉めた箇所には，必ず裂罅（小規模な断層）が通過する所があり，とくに頁岩の部分に圧力が集中した結果，著しい揉め方を示している。

予定ダム中心線のすぐ下流10～20 m の箇所に中規模の裂罅があり，走向はほゞ東西（N85°W）で，北方に74° 位傾斜して，左岸の岩に多少の擾乱がみられ，かつ割れ目の露頭から少量の地下水が湧いている。この裂罅は左岸で川床から比高 8～17mの所で中心線を截り，左山腹を西方に切上り，標高 415 mの所あたりに山崩れを起こさせ，厚い崖錐が那賀川の谷底まで堆積している。この裂罅は川を渡つて右岸に達し，山腹を切上るが，右岸はあまり顕著な地形上の変化特色を表わさない。

なお中心線で截つた地質断面図（第7図）をみると，右岸側は無層理塊状の硬砂岩からなり，まず申し分のないことが明らかである。これに反して左岸側はやゝ複雑な地質状況を示し，下部（比高 28 m 以下）は硬砂岩でしかも前記の断層の通るあたりにやゝ平坦なベンチがあり，断層に沿つて粘板岩が捲き込まれている形跡が見受

けられる。次に中腹（比高 28～50 m）は大体において珪質粘板岩であり，上部（比高 50 m以上）は砂岩と粘板岩との互層からなる。こゝでは左岸はあまり良好な地質とはいえない。

第7図に破線で示したような横坑を入れて，精査を実施することが望ましい。左岸下位の横坑（標高 355 m）は断層の地中状況を探るもの，同じく中段の横坑（標高 383 m）および上位の横坑（標高 410 m）は粘板岩類の風化深度を知る目的のものであり，右岸道路脇の横坑（標高 390 m）は硬砂岩と粘板岩との境界を確認して，この硬砂岩の掘鑿工事の際に資したいという目的のものである。

中心線から下流約 90 m位の距離の辺りには，頁岩層が西から東に川を横断している。この頁岩層は軟質なので，両岸ともに深い沢ができており，かつ1本の裂罅（N45°E）が通過していることが，右岸の道路の端において顕著であつた。こゝでは頁岩が相当に擾乱を受けている。しかしながら，ダムの自重と水圧との荷重が最もかゝる部位にあたる中心線の川下 50～60 m の川床は，硬砂岩からなるから地盤の支持力が大きく，安心感を与える。

那賀川が流路を北に転針する箇所は，硬砂岩からなる狭い峡谷をなすが，この手前 10 m 位の箇所にはやゝ大きな裂罅が西から東に通過するため，擾乱帯ができている。しかし予定中心線より離れているので，この辺りまでダム中心線を下げるようなことが起こつた場合以外は，この裂罅が問題となることはないであろう。なおこゝは両岸の谷の傾斜が緩い（40° 位）ので，ダムサイトとしてはやゝ不利を免れない。

3.3.2　細河内上地点

前項で述べた下流地点から 1 km 上流の所にあり，那賀川が南方に孤を描いているので，直線距離では僅かに 0.5 km しか離れていない。

地形　500 分の1測量が間に合わなかつたために，正確な谷形が不明であるが1万分の1航測地形図を引伸した断面図では，左岸がやゝ急で 50° 位，右岸の斜面は上半分がやゝ緩く，中腹が急で 50° 位，一旦ベンチがあつて，さらに断崖になつて川に臨んでいる。ダム予定地点としての地形は，下流地点よりはやゝ劣るようである。

地質　那賀川はこの地点から約 300 m上流で，南川を合流しているが，合流点附近は砂岩がきわめて優勢で，岩盤は著しく強固である。その状況は合流点から約 200 m下流まで続き，以下砂岩・頁岩の互層となり，ダム予定地点附近はやゝ頁岩の方が勝つている。この附近で地層は河道に対して斜め 45° 位の走向で交つている。

ダムの中心線に沿い断面を切ると，左岸は斜面の腰の辺と肩の辺とに頁岩が露出するほかは，砂岩からなる。とくに腰にあたる部分の頁岩は風化しているし，肩にあたる頁岩の部位はやゝ傾斜が緩やかになつている。右岸斜面は上半分に頁岩類が優勢で，風化土の被りが厚く，中段に砂岩が露出し，その下にあるやゝ平らなベンチは頁岩であり，川に臨む崖は砂岩となつている。

視察程度の概査であつたため，詳細は不明であるが，この中心線附近には，あまり顕著な構造線（断層裂罅類）は見当らなかつた。掘鑿量が大きくなる見込の頁岩類を避ける目的で，いまの中心線を少し（100 m）川上に移しても，谷形がそれほど開かないようであるから，硬砂岩がより優勢な地点に選んだ方が，結局有利なのではないかと考えている。

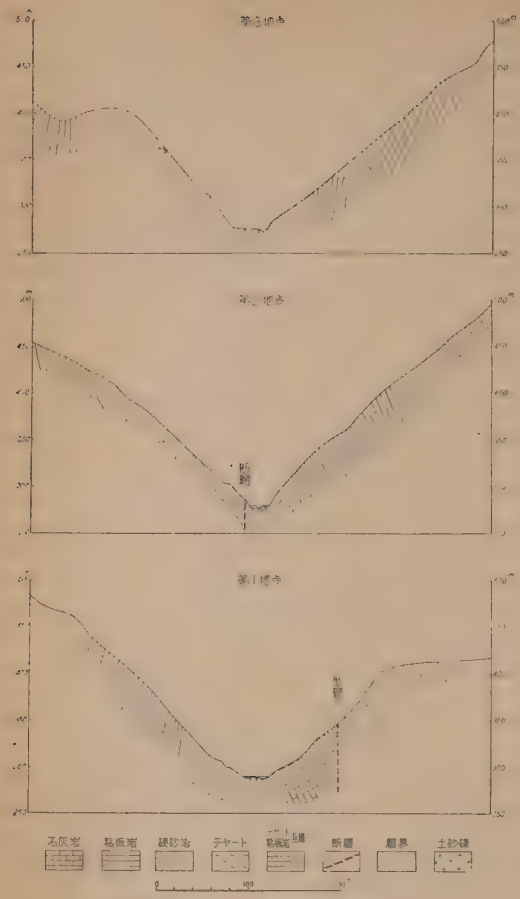
3.4　海川口ダム予定地点

那賀川は出原の盆地から北折して，東西に連なる大森山―古堂山の山陵を横谷を切つて九文名部落に達し，さらに東方に流路を転じ，3 km にして海川口に達し，南方から流れてくる一支流海川を合せ，ふたゝび北方に流路を向け，東西に連なる地畳山地を狭い谷を刻みながら小見野々に向け流下する。

海川口から小見野々までの約 1 km の狭隘区間が海川ダム予定地点であつて，谷が深いために一応高い堰堤の計画が目論まれる箇所である。満水面を455mにして150 mの高堰堤をつくり，出原（標高 330m）・細河内（350 m）・平野（400 m）・折宇（440 m）等の各部落を沈めて 3 億 t の水を貯える案もあるが，これは補償費が莫大でほとんど実現性のうすいものである。満水面を 380 mに抑えて細河内上堰堤直下をバックウオーターとする案ならば，堤高は 100 m位になるが，出原が水中に沈む。出原部落の入口をバックウオーターとすれば満水面は 330 mとなり，堤高は 50 m にすぎず，池も小さく，あまり経済的な案とはならない。むしろ後述する小見野ダムの方が有利となる。

地形　筆者踏査の当時は 500 分の 1 の地形測量ができていなかつたので，1万分の1の航測地形図を 2,000 分の1に伸した図面を使用して概査を行つた。

海川橋から小見野々部落入口まで約 1 km あり，この区間に南から第1地点（海川橋起点 170 m）・第2地点（同 300 m）・第3地点（同 660 m）の予定中心線が計画されている。この峡間はほとんど1直線で両岸はほゞ対称な斜面をもつ谷間で，あまり複雑な山襞はないが，第2中心線の川下に左側からやゝ深い溪流が注入し，また最も川下に（海川橋起点 830 m）左岸より中谷川が顕著な谷間を刻んでいる。



第9図　海川口ダム候補地点地質断面図

谷型の断面図は第9図に示したが，1万分の1航測地形図を引伸したものであるから，あまり正確ではない。第1地点中心線に沿う断面は左岸の勾配は平均 50° 位を示し右岸は平均 45° 位で，右岸の標高 400 m以上が急に緩くなるからダムの高さは 120 mが限度である。

第2中心線沿いの切口は，右岸の斜面は上半分は 40°，下半分は 50° を示し，左岸の斜面は上半分は 40° 下半分は 45° である。こゝでは高さ 150 m以上のダムの建設が可能の地勢を示している。

第3中心線に沿う谷の断面は，右岸斜面の勾配は 40° 位，左岸は 50° 内外であるが，正確な 500 分の1の地形測量がすめば，右岸はもう少し急傾斜であることが判明するであろう。この第3中心線は左岸の上方が中谷川侵蝕の影響を受け，川床から比高 125 m辺りに鞍部が形成されているために，頭打ちの地形となつており，あまり高いダムには不適当の地勢を示し，やはり 120 mが限度である。

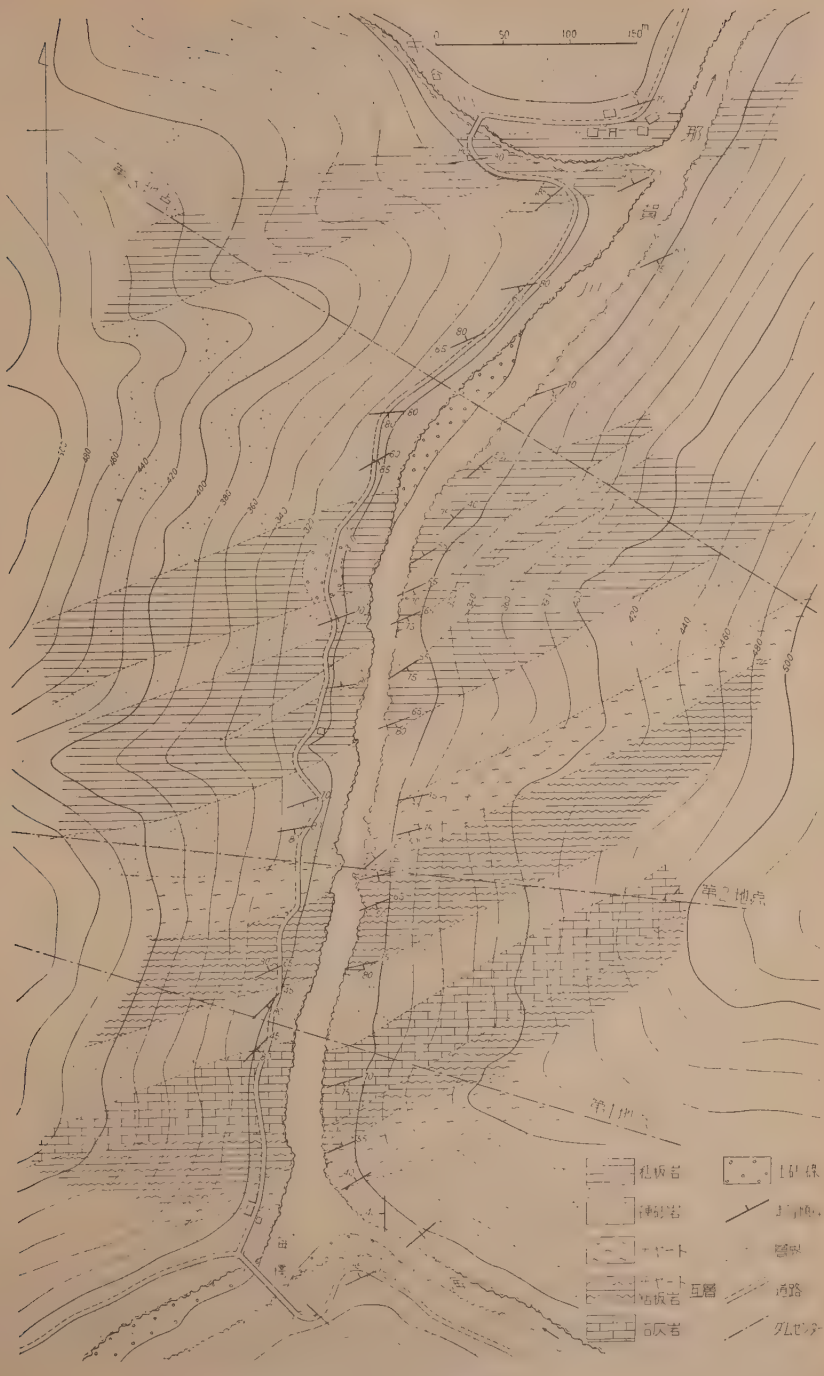
地質　那賀川はこの区間を北微東の方向に流れ，川床に露出する岩石は主として硬砂岩・粘板岩・珪質頁岩・石灰岩・珪岩など古生界の水成岩からなる。地層の走向はおゝよそ N60°E～N80°E であつて，川筋と斜めに交わり，地層の傾斜ははなはだ急で，60° 以上を示し，南または北に傾き，この1 km の区間で，3背斜・3向斜の褶曲構造が構成されていることがわかつた（第10図）。またやゝ顕著な断層が，海川橋附近，第1地点・第2地点附近にみられ，そのほか，小さな裂罅も所々に発見される。

第1堰堤候補地点は，丁度石灰岩が那賀川を截る地点の川下に位し，右岸のアバットメントの下半分に石灰岩層がくることになつて，非常に具合が悪い。谷の地形上中心線が動かせないから，この第1地点は残念ながらダム建設にはまつたく不適当である。現場の所見では，ここの石灰岩はおびたゞしい水みちが通り，空洞に富んでいた。また中段の石灰岩と粘板岩とは断層で接するもののようである。

第2堰堤候補地点の中心線は，左岸ではチヤートの薄層と珪質粘板岩の互層の上を，左岸では珪質の頁岩の上を通過する。外見上はこれらの頁岩類は硬いもののようにみえるが，精細に検べると，硬質頁岩が軟質頁岩と交互に重なり合つて，風化すれば珪質の方が残り，軟質岩が流亡し，がたがたに弛んでしまうので，工事にかゝれば，余程掘鑿をしないかぎり，安定な岩に達することができない。しかも悪いことに川床の谷底で，約 30° の偏角をもつて，1本の構造線が斜めに通過してるので，これに沿つて漏水が予想され，また堰堤の安定度からいつてもこの断層ははなはだ面白くない。したがつて第2地点も望ましい地点とはいゝ難い。

第3堰堤候補地点では，左岸の最上部の地形が標高400 m前後で鞍部になつているので，高い堰堤には適さないが，中心線が大体硬砂岩の上にのる。また右岸のアバットメントは，基盤上 40 m 位から上方が黒色細粒砂質頁岩となる。したがつて右岸のアバットメントを少し下流に下げ，中心線の左岸の端を固定して中心線を左廻りに15° ばかり掘れば，黒色頁岩を避けることができ，全堤体を完全に硬砂岩の上に載せることができる。500分の1地形図が完成したら，さらに精密な地質調査を実施する必要がある。

以上海川口の3候補地点の地質について略述したが，結局第3候補地点を採用することとすれば，堤高の限度 120 m位の重力ダムの建設が可能である。しかし前述のようにこの地点は満水面の取り方が3通りあり，440 m（堤高 150 m）案はこの第3地点では地形の点で不可能



第 10 図　海川口地点地質要図

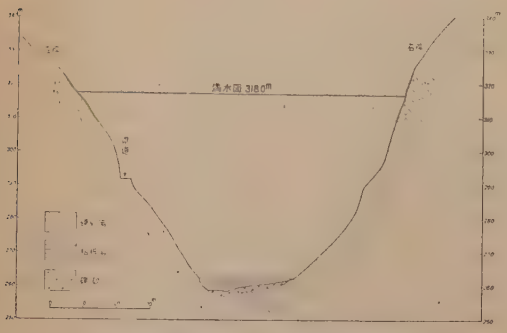
である。そこで満水面を380 mとし，一応出原部落を沈める案を採つて，堤高を100 mとすれば，この第3地点は建設可能な地点であるといえよう。しかし出原部落を水没させないで，満水面を330 mに抑えれば，50m位の堰堤となり，それならむしろ後述する小見野々地点の方が種々の点で有利であろう。

3.5 小見野々ダム予定地点

この地点は海川口の代替地点と考えられるものであるが，左岸の山腰が415 mの標高しかないために，満水面を標高440 mとする案は全然考慮のほかになる。次に満水面を海抜380 mとする案では，堤長は190 m[註4]，堤高は125 mというまことに珍しい良好な地点となる。さらに満水面を318 mにすれば，堤長100 m，堤高60 mというこれまた依然として絶好な値を示す所である。

位置は，那賀川が中谷川を入れてのち，南東方に急曲した所から0.2 km 川下の箇所にあたり，前項で述べた海川口第3地点の下流 0.8 km の所である。

地形　本地点には徳島県で測量した500分の1の地形図があるが，この図面は満水面を320 m以下にする想定に基づいて作製されたものである。したがつて380 m以下の満水面の案にしか役立たないが，一応これによつて断面をみると，第11図のように，左岸は55°の傾斜を示し，右岸斜面の上半分は70°の懸崖，下半分は45°内外の傾斜を示し，ダムサイトの地形として那賀川筋では第1級である。すなわち堤長と堤高との比率は318 m案で0.60，380 m案で 0.66 という値を示した。



第 11 図　小見野々ダムB案地点地質断面図

中心線の川下側70 mの箇所に右岸側から沢が1本注入するほかは，ほとんど地形上の問題になる部分はみあたらず，しかもこの沢も中心線から離れているために，120 mの高さの堰堤の場合でもまず堤体に関係がない。むしろ中心線から下流で河谷がすぼまるので，堤体の下流側部分が谷に収まり，まことに絶好な地形ということができる。

地質　中心線から200 m上流には，支流中谷川筋にでてくる頁岩類がみられ，中心線から川下 200 mまでの合計400 mの区間は，前記の海川口の第3地点に露出する硬砂岩層の北東方延長に該当する。したがつてこの硬砂岩層は所々頁岩の薄層を挟むとはいえ，ほとんど一塊の硬砂岩であるといつてさしつかえない。

500分の1地形図によつて，左岸中段の県道沿いのルート，左岸の旧道のルート，川床部両岸沿いのルート，右岸にある前記の沢沿いに上つて中心線に到達し，懸崖を下りるルートなどを調査して，第12図のように地質図を作つた。

こゝでは那賀川がN50°Wの流路を示し，他方硬砂岩の地層の走向は中段以下川床までは平均N60°E～N80°E，右岸の中段以上は走向がE-W～N75°Wに変化するもののようである。

中心線すぐ上流側では川幅が広くなつており，この附近は粘板岩類が優勢である。中心線から20 m川上の左岸水際に入江があり，その奥に小裂罅（crack）がみいだされ，これはN20°Eの走向で北に70°の傾斜を示す。この裂罅は工事の妨げとなることもないし，漏水などの懼れも少ないであろう。中心線が右岸の水際を截る少し上流に黒色粘板岩の薄層（走向N65°E，傾斜75°S）があるが，これは中心線を河中で右岸から河幅の中程の所で截るから，これは工事に際してやゝ注意しておく必要がある。その他若干の小さい割れ目があつたが，いずれも大したものではない。

中心線から下流70 mにある右岸の沢は丁度厚さ5 m位の黒色頁岩層（走向N60°E，傾斜60°S）の走る所で，その地表露頭線は中心線に向かつて尖滅するもののようである。那賀川が東に転針するあたり（中心線の下流130 m位）両岸の水際に相当厚い粘板岩層が露出するが，これもダムの位置から大分はずれるから問題ない。

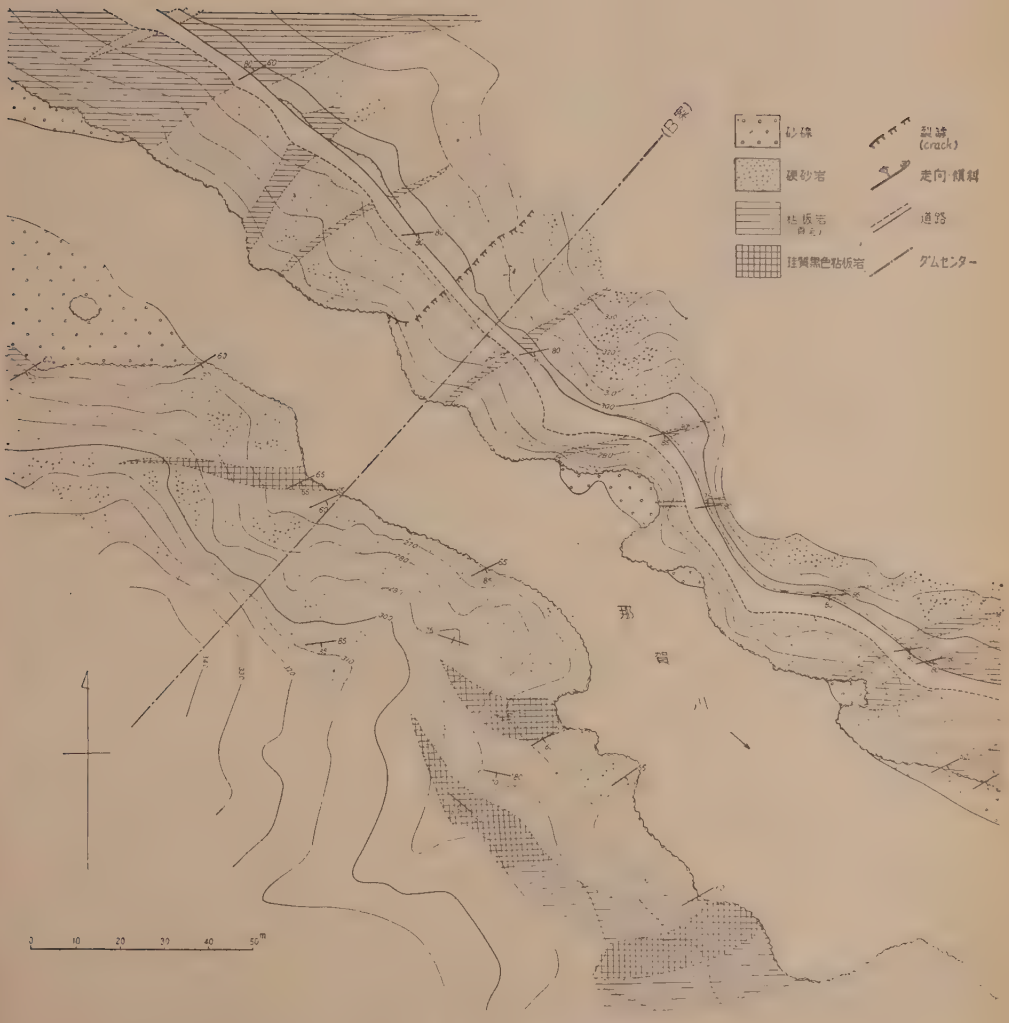
当ダムサイトを構成する硬砂岩は，非常に緻密な青白色を呈する細粒砂岩であつて，なかに黒色微細な角礫を点状に含む。全体として硬度大きく，そのまゝ骨材の材料にも使用が可能である。

小見野々地点は地形・地質とも那賀川筋では最も良好な地点であり，谷形からいつて，アーチ式ダムの建設も可能のようにみられた。なお標高320 m以上400 mまでの地形測量を補足して，高堰堤（120 m）建設調査の用に供することを希望しておく。

3.6 大美谷（広野）調整池ダム予定地点

那賀川の北股支流坂州川（さかしゆう）の支渓谷（5本）の水を集め，

註4）　ただし1万分の1航測地形図で測定したもの



第 12 図　小見野々堰堤地点地質要図

これを総延長12.7 km の隧道で大美谷(おおみたに)盆地に落し，ここを調整池にするために，大美谷川の中流（木頭名部落の東1 km）に満水面を 540 m とする高さ 45 mの堰堤を築造し，225 万 t の水を貯え，305 m の落差を設け，南方に 3 km の圧力隧道で広野発電所に導水し，最大出力 18,000 kWを発電し，長安口貯水池に放流する計画である。

既設の長安口貯氷池（日野谷発電所）の坂州川支谷の背水附近に坂州部落があり，そゝより北東方約 3 km の自動車道路でダムサイトに達することができる。

第 13 図　大美谷堰堤地点地質概査図

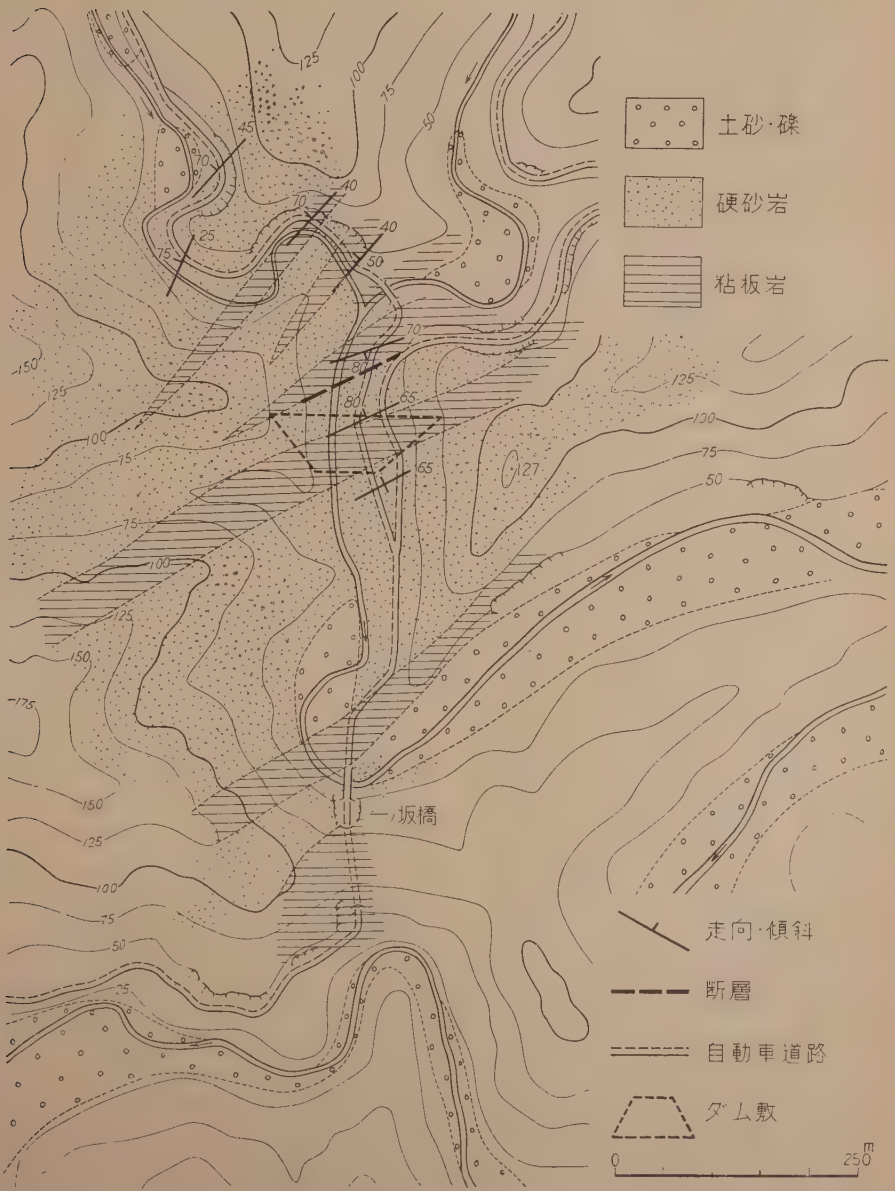
地形　大美谷と坂州川との合流点は海抜約 250 m あり，こゝからダムサイトまで 2.5 km の区間で，比高 260 m ばかり登り，この間深い溪谷が続く。ダムサイトは，左右非対称の縦断面をもち，左岸は約 40°，右岸は約 60° の勾配を有する。

貯水池はダムサイトの南東部から東部に拡がり，河流は盆地の西部から北西方に大きく迂回水路を描きつゝ，ダム予定地点を通過し，西方に谷を刻んで流れ去る。

地質　この地点の調査は時間の不足のために，ダムサイト右岸附近およびその東方，さらに南東方の沿岸道路露頭を約 500 m ばかり視察踏査しただけにとゞまつた（第13図）。

ダムサイト附近は，外見相当に固結したやゝ硬い赤褐色～青褐色を呈するシャールスタイン（輝緑凝灰岩）からなり，ハンマーで叩けば，相当の弾性のあることがわかるが切砕いた岩片はなんとなく脆い感じを受けた。大体は火山灰の固結したものであるが，風化して 2 次的に生成した方解石のために，やゝ石灰質になり，溶侵された部分も所々に見受けられた。中心線から 100 m ばかり東においては，緑泥石のためにやゝ黒味を帯びたシャー

ルスタインがみられ，この辺りのものも火山灰系のものがあり，多少圧力を受けて固まったものであることが検鏡の結果判明した。中心線から 125 m 上流で右山稜から小沢が注入しているが，この小橋附近から岩相が急変し，古生層の粘板岩，続いて砂岩層 (N60 W，傾斜 70 S) が現われ，さらに小断層を隔てて，走向 E-W で傾斜N



第 14 図　日和佐地点地質見取図

の砂岩・粘板岩互層となり，前記小橋から40 m位で，やゝ著しい断層をもつてふたゝびシャールスタインに変わる。それから道路が東に迂回し，ふたゝび古生層砂岩，続いて粘板岩（走向N20°E 傾斜50～70°SE）となる。この粘板岩層はクロヌマ谷まで続くが，中間に南北方向の小断層が認められた。クロヌマ谷を越えると，蛇紋岩となる。

以上の露頭観察では，ダムサイト附近のシャールスタインとクロヌマ谷東方の蛇紋岩との間に古生層砂岩・粘板岩が非常に揉まれて挟つて存在していることがわかる。

なお四国電力K. K. で実施したダム中心線に沿う水平試錐孔のコアーを点検したところ，右岸最下位（川床水準）の13 m以深に現われる輝緑岩（熔岩流型）を除いて，全部火山灰の固結したシャールスタインで構成されていることが明らかであつた。

筆者は左岸側の綿密な露頭調査を実施できなかつたので，前記の古生層の西方延長の状況を明らかになし得ないが，右岸で観察した揉まれた砂岩・粘板岩類は，ダムサイトの近くにまで到達していないように思われ，またクロヌマ谷東の蛇紋岩もダムサイトと無関係のようである。ダム中心線附近は大体において45 m位の堰堤築造には問題はないようである。一応気懸りになるのは，ダムサイトのシャールスタインに2次的に含まれる石灰質の含量の大きくなつた岩の部分であるが，もちろん純砕な石灰岩のような溶蝕は起こらないであろうから，あまり神経質になることはあるまい。

3.7 日和佐（ひわさ）調整地ダム予定地点（海部郡赤河内村）

那賀川分流計画： 本計画には2つの案があり，第1案は段所堰堤（那賀郡延野村大字段所に建設を予定され，満水面標高は76 m，堤高17.5 mである）の川上約0.6 kmの那賀川屈曲部で分水し，南東方向に約5 kmの隧道を穿ち，海部（かいふ）郡赤河内村大字久望にある小盆地に流し込み，日和佐川を一ノ坂橋の北0.35 kmの箇所で堰き止め，これを調整池とし，この水をふたゝび東南東方に1.8 kmの隧道で海部郡三岐（みきた）田町大字徳竹に導き，60tの水を使用し約63 mの落差にして，最大出力31,400kWの発電を行い，木岐（きき）駅附近から直接に太平洋に放水する案である。前述のダム予定地点（一ノ坂橋北）のすぐ川上で日和佐川は東西の二股に分れるから，日和佐調整池は二股貯水池の形状をとる。本案では西股で受水し，東股から抜水するようになつている。

分流計画第2案は川口堰堤（那賀郡延野村大字川口にあり，満水面の標高は95 mで堤高16.5 mである）南東方に分水し，延長8.6 kmの隧道をもつて日和佐町市街北寄りの田々川附近に導水し，こゝで落下発電させ，日和佐川下流に放水する案である。第2案ではダムは築造されないから，したがつて日和佐ダムは第1案を採用する際にのみ，検討の必要があるものである。

地形 日和佐ダムサイト（一ノ坂橋北方）の谷形は逆梯形の断面を有し，川床は平らかで幅広く，したがつてあまり顕著な狭隘部（gorge）を示さない。筆者の踏査した際も，まさかこれがダムサイトであるとは感ぜられなかつたほどの平凡な地形である。こゝに満水面を海抜76 mとする重力式コンクリートダムを築造するとすれば，ダム天端の長さは180 m，堤高は約40 m位となるから，堤高と堤長との比が0.25となる。左岸の中腹に自動車道路が2本通じている。

地質 那賀川中流の河筋一帯および河筋以南，海浜までの丘陵地帯は無化石中生層（白堊紀？）の広く発達するところであつて，地層は東西の走向を有し，岩相は砂岩・泥岩の交互層からなる。東西性の褶曲軸がほゞ平行しながら，向斜・背斜を繰返している。

那賀川分流計画の第1案および第2案に示した南東方向の隧道は，上記の褶曲軸をほゞ直角に横断するものであり，また日和佐調整池も，この砂岩泥岩層の分布地域に位する。

この地層の岩質は一般にやゝ堅硬でときに珪岩質となつており，古生層にみられるような著しい擾乱はなく，隧道水路などの土木工事には比較的容易な地質である。

日和佐ダムサイト（一ノ坂橋北方地点）の下流は，砂岩層であり，ダム中心線附近には薄い砂岩を挟んだ粘板岩層が発達し，その走向はN65°Eで，北方に80°の急傾斜を示す（第14図）。中心線のすぐ川上に南傾斜する部分があり，こゝに小規模の断層の潜在する可能性があるが，断層露頭はみあたらず，またおそらくこの断層はダム中心線にかゝらないように見受けられた。この粘板岩層は東股・西股の合流点附近まで続く。それより北方ではふたゝび砂岩が優勢となり，走向もN40°E～N45°Eとやゝ偏向し，傾斜は70～75° Nを示す。

前述のように，このダムサイトは粘板岩のやゝ優勢な箇所に該当し，しかも非常に風化が進んでいるから，新鮮な岩盤に達するには，おそらく左右両側とも10～15 mの掘鑿をしなければならない。そうするとダムの天端の長さが190～200 mになり，ますます工事費が嵩むことになろう。このダムは高さが40 m位であるから，たとえ粘板岩層の岩盤上でも建設には耐えられると思われる。念のため左岸および右岸の中段におのおの1本づゝ20 m位の横坑を入れてみて，風化状況・裂罅の有無などの調査をすることが望ましい。その結果がもし思わしくないようであつたら，この地点から下流の河道迂回部（土佐

街道のトンネル南口下まで約 2.5 km の区間）に，改めて良好な地点を探査することを提唱したい。堤長を 180 mまで許容するならば，この区間に 2，3 箇地点の候補地がみいだせそうに思われ，貯水容量が著しく増大するから，堤体積の増加を補償することもできるのではないかと考えられる。

第 2 案はダムを伴なわないほとんど自流式に近い発電計画であり，隧道延長が第 1 案に較べて約 1.8 km 長い。この 1.8 km の隧道工事費は，ダム工事に較べては，桁違いの少額で済むものと思われるが，第 1 案には調整能力があり，したがつて一概に両案の得失を論ずることはできない。なお第 1 案の徳竹発電所および第 2 案の日和佐発電所双方の鉄管路を視察したが，両者とも地盤は良好でほとんど甲乙の差はつけられない状況であつた。

4. 結　語

那賀川中流にある長安口ダム，工事中の川口ダムならびに下流部の予定調整池日台・段所ダムを除き，同川の上中流および支流のダム地点 11 カ所を精密調査し，所見として大要次のように結論する。

（1） 支流北川の**北川ダム地点**は，砂岩・粘板岩互層の発達する箇所であるが，近傍に大規模な地質構造線が通るために，地層が揉めており，地形・地質とも良好な地点とはいい難く，ことに集水域が荒廃しているために，堆砂量が多い見込であるから，こゝはダムを拵えない方が無難である。

（2） 支流南川は，その集水域が山深くかつ補償物件がなく，北川との合流点近くに高さ 100～120 m のダムを築造すれば，1 億 t 以上の水が貯えられ，那賀川筋では随一の発電地点である。ダムサイトとして**権田地点**および**日草地点**の 2 つの比較地点があり，踏査の結果は両ダムサイトとも，時代未詳中生層に属する砂岩と粘板岩との互層からなり，権田地点にはやゝ大規模の下流へ傾斜した裂罅（空洞を伴なう）があり，これが予定中心線を両岸で截る様子であり，この疵は土木工法で何等かの処理を要するものと思われる。日草地点も前者と同じ岩質からなり，かつ予定中心線とほゞ直交する断層線（断層粘土および擾乱帯を伴なう）が谷底で川筋に平行に走つているから，これも工法でなんらかの処理を必要とする。なお両地点の中間に，比較的地質の安定した代替地がみつかりそうであるから，もし権田・日草地点を避ける必要が起きた際には，そこを再調査する必要を認める。

（3） 北川・南川の合流点から川下に向かつて僅か 1 km 以内の区間に，**細河内ダム予定地**が考慮されており，約 600 m を隔ててダム予定中心線が 2 本設定されている。双方とも日草地点と同じ地質からなる。**細河内下地点**は右岸は申分ない硬砂岩であるが，左岸の低位置に小規模の断層（湧水あり）があり，一帯に多少揉まれている。**細河内上地点**は合流点の 300 m 川下にあたり，砂岩と粘板岩の互層からなる。予定中心線を 100 m ばかり上流に移せば，一層強固な硬砂岩層のみの地質となることが明らかである。両地点とも注意を怠らなければ，70 m 位のダムの建設には適する。

（4） **海川口ダム予定地**は細河内から下流約 9 km の所にあり，こゝは古生層の硬砂岩・珪岩・粘板岩・石灰岩の発達する所であり，那賀川がほゞ北流する区間にあたる。海川橋（支流海川が注入する地点）から 170 m，300 m，660 m それぞれ川下に，予定ダム中心線第 1，第 2，第 3 が計画されているが，**第 1 候補地点**では，谷底を石灰岩層が遮断しているので，まつたく不適当な地点である。**第 2 候補地点**附近はチヤート・粘板岩の互層からなり，かつ谷底に中規模の断層がみいだされる。こゝの粘板岩は，珪質のものと軟質のものとの薄層の交互層であつて，風化作用のため珪質粘板岩と軟質粘板岩とが剝離して，地表から相当の深さまで不安定な地層を形成しており，着工の際には相当の掘鑿量を増すことになる見込みであるから，あまり良い地点とはいえない。**第 3 候補地点**は中心線を左廻りに 15° ばかり振れば，堤体はほゞ硬砂岩の上に載せることができる。たゞ左岸の最上部の地形が鞍部となつているために，あまり高いダムは望めないが上記の 3 カ所のうちでは，最も建設に適した地点である。

（5） **小見野々地点**は前記の海川口第 3 候補地点の 700 m 下流に位し，那賀川が大きく屈曲して南東流する所に位置を占める。こゝは両岸が迫つて地形が良く，堤高と堤長との比が 0.60 ～ 0.66 という値を示し，かつ地質も硬砂岩の一枚盤であるから，那賀川筋では最上のダムサイトということができる。120 m 位の高さのアーチダムの建設さえ可能のように思われた。

（6） 支流坂州川およびその支谷の水を集めて大美谷に落し，こゝに調整池を設け，その水を長安口貯水池（既設）のバックウオーターに落下させて発電させる計画がある。この**大美谷調整池ダム地点**は輝緑凝灰岩からなり，相当に岩質は硬いから，50 m 位のダムの建設に適する。中心線の上流 120 m 位から古生層の砂岩・粘板岩に代るが，これは非常に揉まれている。

（7） 下流の段所ダム（未着工）附近から，本流の水 (60 t/sec) を分水して太平洋岸近くに導水し，海岸に近い日和佐附近に調整池を設ける案がある。その**日和佐ダ**

ム候補地点は時代未詳中生層に属する粘板岩の優勢な所であり，風化が著しく進んでいるので，掘鑿量はやゝ大きくなるほかは，大して難点はなく，予定堤高も 40 m であるから，工事には心配はないと思う。

(昭和31年6～7月調査)

文 献

1) 徳島県：7万5千分の1地質図幅ならびに説明書，剣山，1956

553.495 : 550.851.86 (521.81+521.83)

鳥取・岡山両県境人形峠附近のウラン鉱調査報告

—その1　人形峠の概査報告—

藤原 清丸* 佐藤 良昭* 尾上 亨*

Report on the Uranium-bearing Deposit at the Ningyō-Tōge and its Adjacent Area, Tottori and Okayama Prefectures

By

Kiyomaru Fujiwara, Yoshiaki Sato and Tōru Onoe

Abstract

The Ningyō-tōge formation, known as the uranium-bearing deposit in Japan, was found by carborne radiometric survey in 1955. The writers surveyed the area in order to determine the distribution of the uranium-bearing formation.

The Philips' "Pocket Battery Monitor" was used for this survey.

General Geology of the area is stated briefly as follows: (1) The basement rock is biotite granite, consisting of a part of the large batholith called the Chūgoku granitic rocks, (2) the Ningyō-Tōge and the Onbara formations unconformably overlie on the granite, both formations are composed of conglomerate, sandstones and siltstones, having well-preserved plant fossils, (3) the granite and the both formations are covered with alternations of tuffaceous conglomerate, tuffaceous mudstone and arkose sandstone, named as the Takashimizu formation, and (4) andesite lava overlain on the top of the above-stated formations.

The Ningyō-tōge formation is only three meters or so in thickness, and the Onbara formation is less than 100 meters. The Takashimizu formation ranges from 20 to 100 meters in thickness.

Easterly extension of the Ningyō-tōge formation is concealed under the hill, so that its precise distribution is hard to determine only by the surface survey.

The Ningyō-tōge formation might be deposited on a small old lake, and the Onbara formation, which is newly named by the authors, might be formed under the similar, but more turbulent condition. The latter does not show any radioactive anomaly.

The above mentioned two formations might be formed during sometime between late Miocene and early Pliocene. According to the former chemical analyses, the crude ore from the Ningyō-tōge formation by the pass contains an average of 0.05% U.

要　旨

昭和30年秋，鳥取・岡山両県境人形峠附近に含ウラン堆積層が発見され，世間の注目の的になつたが，この含ウラン堆積層の分布範囲は不明であつた。本調査は含ウラン堆積層の分布範囲と，これのほかに含ウラン堆積層の有無とを知ることを主目的とし，併せて植物化石の採集等を行つて地質時代を決定するために行われたものである。

調査区域：人形峠を中央西端とする面積約 40 km² の

* 元所員
** 燃料部

地域

調査結果：調査地域は先第三系および花崗岩類を基盤とし，これを不整合に覆う恩原層—人形峠層・高清水層および安山岩類から構成されている。恩原層と人形峠層とは準平原上の湖成堆積物であるが，両者の直接の関係は不明である。含ウラン堆積層は人形峠層で，鳥取・岡山両県境人形峠附近に分布し，その層厚は 2.8 m±である。ウラン含有率は当所調査員片山信夫（東大教授）らの調査によると 0.05～0.06％である。

1. 緒　言

1.1 調査の目的

昭和30年11月カーボン調査によつて人形峠附近に放射能強度の異常が認められ，その後の地質調査で含ウラン堆積層が確認された。本調査はこの含ウラン堆積層の分布範囲を知るとともに，附近にこれと同様の堆積物の有無を調査することを主目的とし，併せて植物化石の採集等を行い，含ウラン堆積層の地質時代を決定し，今後の探査の資料にしようとするものである。

1.2 調査員および期間

通商産業技官　藤原　清丸

昭和31年7月5日　8月19日　46日間

通商産業技官　佐藤　良昭

昭和31年7月5日　8月4日　31日間

通商産業技官　尾上　亨

昭和31年8月2日　8月19日　18日間

地質調査は藤原と佐藤が，植物化石の採集と同定は尾上がそれぞれ担当した。なお植物化石の同定したものについては北海道大学助教授棚井敏雅に検討してもらつた。

1.3 使用測定器および測定方法

本調査には Philips 社製 Pocket Battery Monitor を使用した。測定方法はおもな露頭において，できるだけ平らな面に計器を密着させて，2～3分間連続してその放射線数を測定し，1分間の平均 count 数を求めた（第1表参照）。

自然数は宿舎（鳥取県三朝町栗祖および岡山県上斎原

第1表　採取試料の野外と室内との放射能強度測定値表

試料番号	岩石名	野外測定値 (c.p.m)	室内測定値 (c.p.m)	室内測定時の試料表面と測定窓との距離 (cm)	備考
71904—1	花崗岩質砂岩	300(30)	43 (23)	7	
〃 2	淡泥岩		54 (〃)	4	
〃 3	中粒ないし細粒砂岩	137(〃)	37 (〃)	7	
〃 4	淡泥岩	165(〃)	41 (〃)	6	
〃 5	花崗岩質砂岩	123(〃)	35 (〃)	7.2	
〃 6	淡泥岩	170(〃)	40 (〃)	6.5	
〃 7	花崗岩質砂岩	125(〃)	38 (〃)	6	
〃 8	淡泥岩	118(〃)	38 (〃)	6	
〃 9	花崗岩質砂岩		30 (〃)	7	
〃 10	凝灰岩	120(〃)	35 (〃)	7	
〃 11	花崗岩質砂岩	110(〃)	31 (〃)	8	
〃 12	凝灰岩	90(〃)	39 (〃)	7.5	
71601	花崗岩	71(53)	28 (〃)	5	
72601	安山岩		26 (〃)	5	
72603	砂岩		31 (〃)	5	先第三系
72505	〃	63(42)	23 (〃)	4	〃
72607	淡泥岩	30(26)	25 (〃)	6	恩原層
72801—1	花崗岩（風化）	130(44)	43 (〃)	6.5	
〃 2	花崗岩質砂岩	120(〃)	36 (〃)	8	
〃 3	角礫凝灰岩	100(〃)	33 (〃)	7.5	

註 1) 野外測定は Philips 社製 Pocket Battery Monitor
宅内測定は医理学研究所製 D.C.—P.Ⅲ型 } による。

2) ( ) 内は自然数

3) 野外測定値は露頭に直接あてて測定した値

4) 室内測定の試料の大きさは約 10cm×10cm

村赤和瀬）と各露頭附近で測定した。両宿舎における自然数はいずれも 27 c. p. m. 前後である。

1.4 調査の精度

地理調査所発行の5万分の1地形図および千分の1地形図による概査である。

本調査にあたつて，多大の御援助を賜わつた鳥取・岡山両県当局，岡山県上斎原村助役柳井利道氏，鳥取県三朝町長坂出雅已氏に対し深く謝意を表する。なお調査期間前半に鳥取県技師斎下康彦氏の御協力を得たことを附記し，感謝の意を表する。

2. 位置および交通

調査区域は鳥取県三朝町の一部と，岡山県上斎原村の北半部で，東西約 7 km，南北約 6 km，面積約 40 km² である。いわゆる人形峠は調査区域のほゞ中央西端にあつて，県道倉吉—津山街道が中国山脈を越えるところで，鳥取市の南西方 34 km，倉吉市の南東方約 16 km に位置する。

交通はあまり便利でなく，鳥取県上井—岡山県津山間（因美線）を国鉄バスが2往復しているほか，倉吉—人形峠間を民間バス（日の丸バス）1往復の運行があるだけである。自動車による所要時間は倉吉—人形峠間約 1.5 時間，津山—人形峠間は約 2 時間である。冬期は積雪 3 mに及び，そのため自動車の運行は困難となつて，交通は杜絶するという。

3. 地　形

調査地域は中国背稜山脈の一部で，その背稜部は1,000 m内外の標高を示すが，南に続く山地はいわゆる中国準平原で，標高 750 m内外の高原地帯である。

背稜山脈に源を発する恩原・中津河・赤和瀬・池河の4河川は，水量はやゝ豊富で南西あるいは南に流下し，上斎原村石越附近で合して吉井川となる。恩原川は恩原附近に貯水され，平作原発電所の発電用水となり，さらにこの水は中津河・赤和瀬・池河の3川を合して上斎原発電所の発電用水となつている。

4. 地　質

4.1 概　説（第1～4図参照）

当地域は先第三系および花崗岩類と，これらを不整合に覆う恩原層—人形峠層・高清水層および安山岩類からなつている。恩原・人形峠両層の直接の関係は不明であるが，第三紀末のほゞ同時期に中国準平原上にあつた湖底で生成されたものであろう。ウランは人形峠層に含まれ，岸田信夫らの調査によると，人形峠附近の露頭部における平均品位は U 0.05～0.06 % である。

4.2 各　説

4.2.1 先第三系

調査地域の北東隅鳥取・岡山両県境附近に分布する。砂岩・粘板岩の互層からなつていて，花崗岩によつて貫ぬかれ，ホルンフエルス化している。中津河川上流の本層と花崗岩との接触部附近には小規模な硫化鉄鉱鉱床があつて往時探鉱されたことがある。

4.2.2 花崗岩類

中生代末ないし第三紀初めの迸入とされている本岩類は広範囲に分布し，第三系の基盤をなしている。こゝでは主として粗粒黒雲母花崗岩であるが，所によつては閃雲花崗岩もある。本岩類は磁鉄鉱に富み，かつて数カ所で山砂鉄として採掘されたことがある。

4.2.3 恩原層

調査地域の北東部恩原部落附近に小範囲に分布する。本層は泥岩を主とし，砂岩を従とする互層で，凝灰岩の薄層を挟み，一部に層間異常あるいは偽層が認められる。この層間異常は恩原部落北方約 500 mの恩原川川岸においてみられる。

本層の泥岩および凝灰岩は多量の保存良好な植物化石を含んでいる。その種類は第2表の通りである。これらの植物化石から，本層の地質時代は上部中新世ないし下部鮮新世とみなされる。

本層は準平原化した花崗岩類上の湖沼に堆積したものと推定され，その層厚は 70～80 mで，おそらく 100 m を超えることはないであろう。本層の走向はほゞ南北で，東または西に 13～45° 傾斜するが，この傾斜は上記の層間異常のあることから，地殻変動のために生じたものでなく，もともとある傾斜をもつて堆積したものではないかと考えられる。

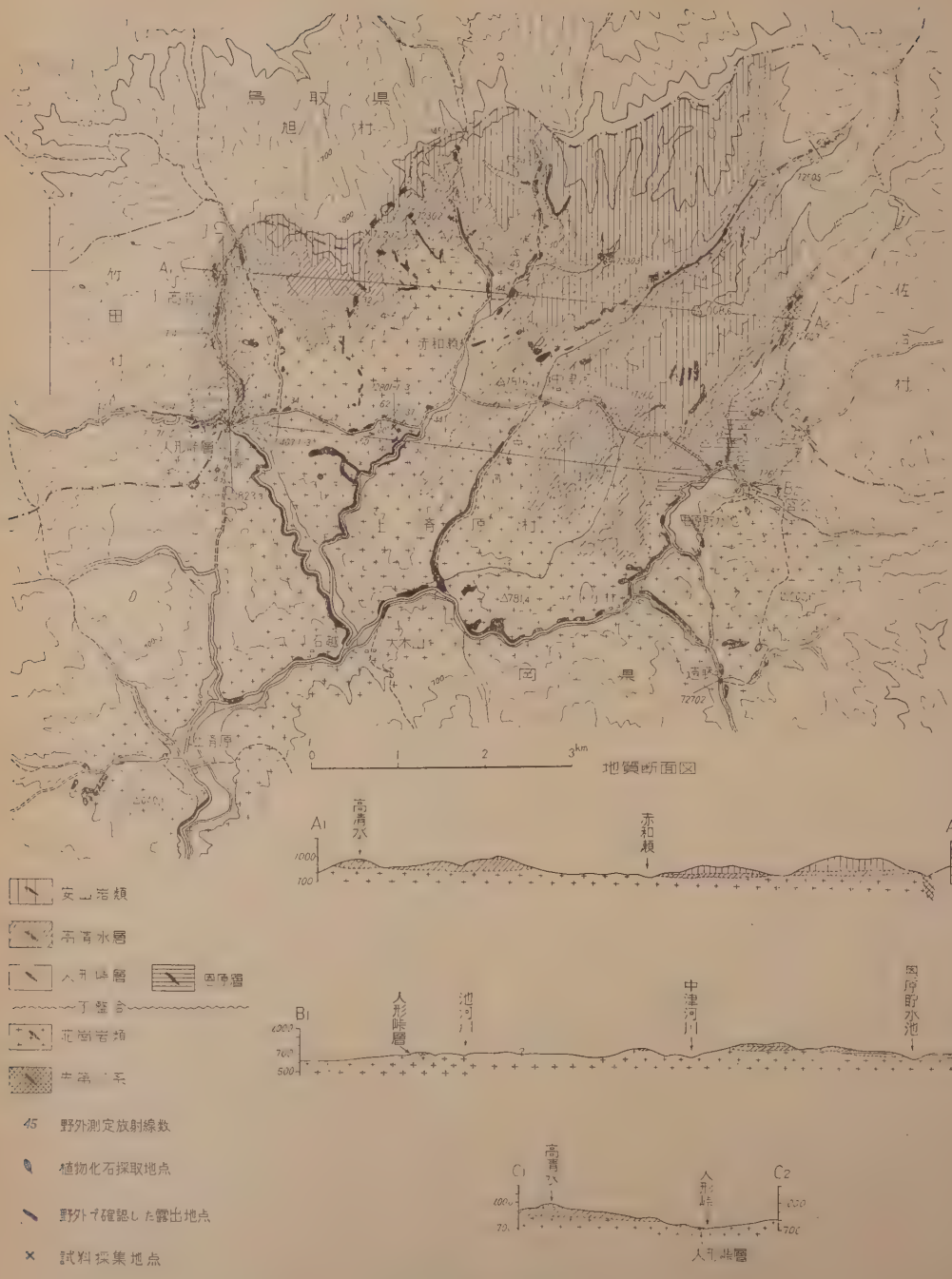
今回の調査では本層には放射能強度の異常は認められなかつた。

4.2.4 人形峠層

本層は礫岩・砂岩・泥岩からなる含ウラン層で，倉吉—津山を結ぶ県道に沿つて，県境（人形峠）から約100 m鳥取県側に寄つた切取りに露頭がある。その分布は主として県道から北側で，範囲はあまり広くないものと思われるが，地形上および高清水層の分布から，人形峠東方地域（岡山県側）の丘陵性山地地帯にも本層が分布している可能性がある。

本層は全層厚 2.8 m内外の薄い地層で，1.5～2.0 mの基底礫岩層と約 0.8 mの砂岩・泥岩の不規則な互層からなつている。基底礫岩層の最上部 5～18 cm は褐鉄鉱で膠結されているところがある（第2図参照）。

基底礫岩の礫は花崗岩・花崗斑岩・斜長流紋岩等であ

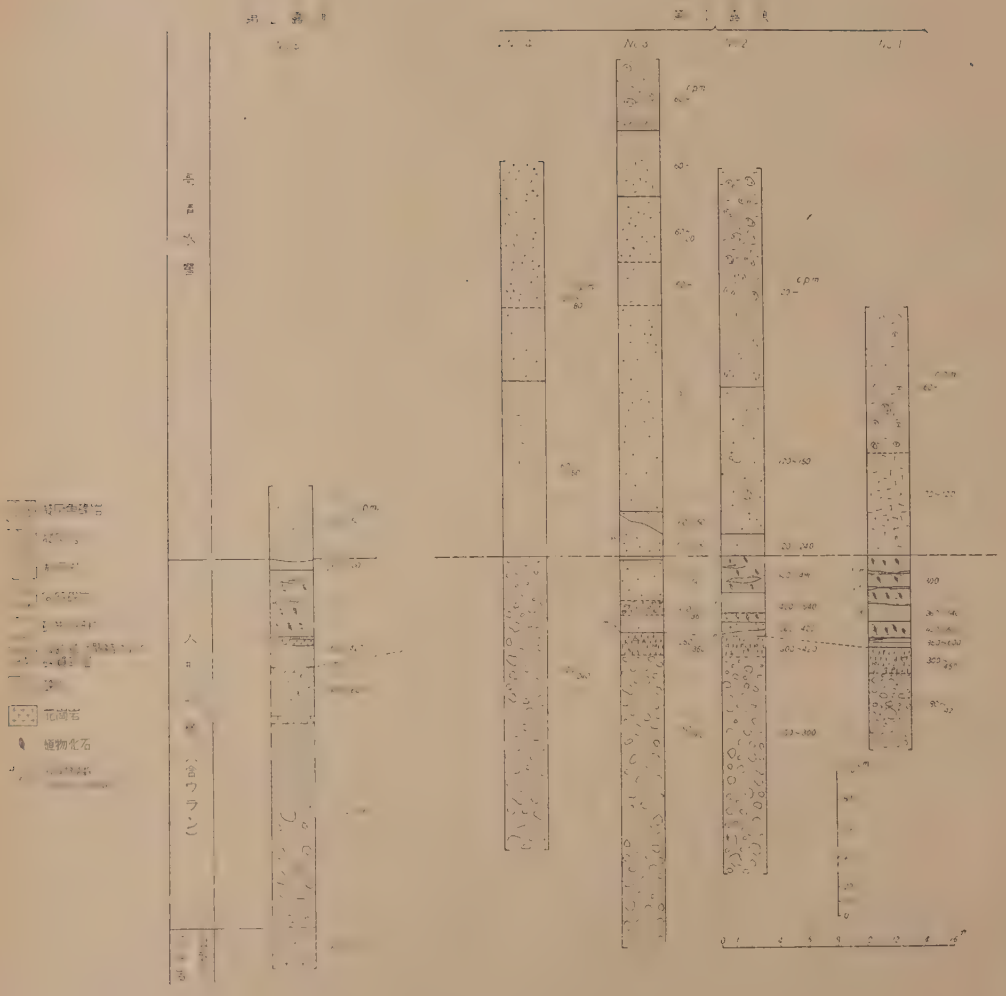


第1図 人形峠周辺地質図

第2表　恩原層および人形峠層産出植物化石一覧表

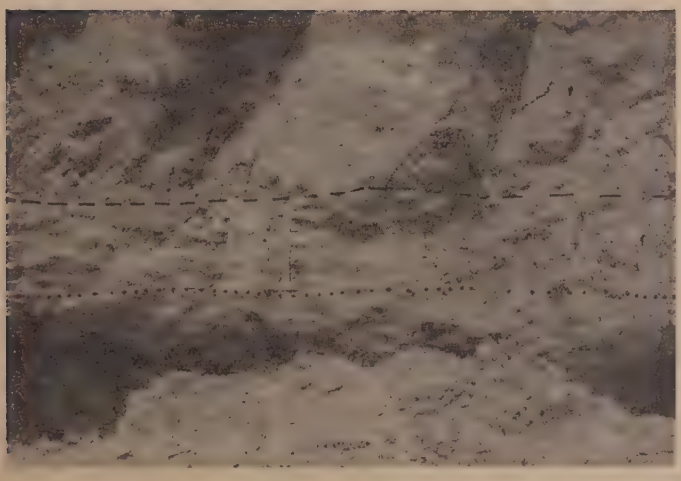
A……Abundant
C……Common
R……Rare

	恩原層	人形峠層
CONIFERAE		
Pinaceae		
Abies sp. "cone scale"	R	
Pseudolarix sp. nov. "cone scale"	R	
Pinus palaeopentaphylla sp. nov.	C	R
Picea sp. "seed"		C
Taxodiaceae		
Cunninghamia protokonishii Tanai	R	
Cupressaceae		
Thuja sp.	R	C
DICOTYLEDONEAE		
Salicaceae		
Populus aizuana Huzioka et Suzuki	C	
Juglandaceae		
Cfr. *Juglans sieboldiana* Blume	C	C
Pterocarya protorhoifolia sp. nov.		C
Betulaceae		
Alnus protohirsuta Endo	C	
A. miojaponica Tanai	R	
Betula protoermanni Endo	C	
Carpinus miocordata Hu et Chaney	C	
C. protojaponica Endo	C	R
C. nipponica Endo	C	
C. nipponica Endo "bractlet"	A	A
C. sp.	C	R
C. sp. "bractlet"	C	
Fagaceae		
Fagus palaeocrenata Okutsu	A	A
F. sp.	R	R
F. sp. "cupula"	R	
F. sp. "bad scale"	A	A
Quercus palaeocrispula sp. nov.	C	R
Q. protodentata sp. nov.	C	C
Q. protoserrata sp. nov.	C	R
Q. sp.	R	
Ulmaceae		
Celtis protobungeana sp. nov.	C	R
Ulmus protolaciniata sp. nov.	R	
Zelkova Ungeri (Etting)	A	A
Lauraceae		
Sassafras Oishii Okutsu	C	
Hamamelidaceae		
Hamamelis sp.	R	
Rosaceae		
Prunus protossiori sp. nov.		R
Leguminosae		
Sophora miojaponica Hu et Chaney	C	
Aceraceae		
Acer palaeodiabolicum Endo	C	
A. palaeodiabolicum Endo "samara"	R	
A. subpictum Saporta	C	R
A. protosieboldiana sp. nov.		R
A. sp. cfr. *palmatum* Thunberg		R
Sabiaceae		
Meliosma sp.	C	R
Cornaceae		
Cynoxylon sp.		R
Styracaceae		
Styrax protoobassia sp. nov.		R
Oleaceae		
Fraxinus sp. nov.	R	

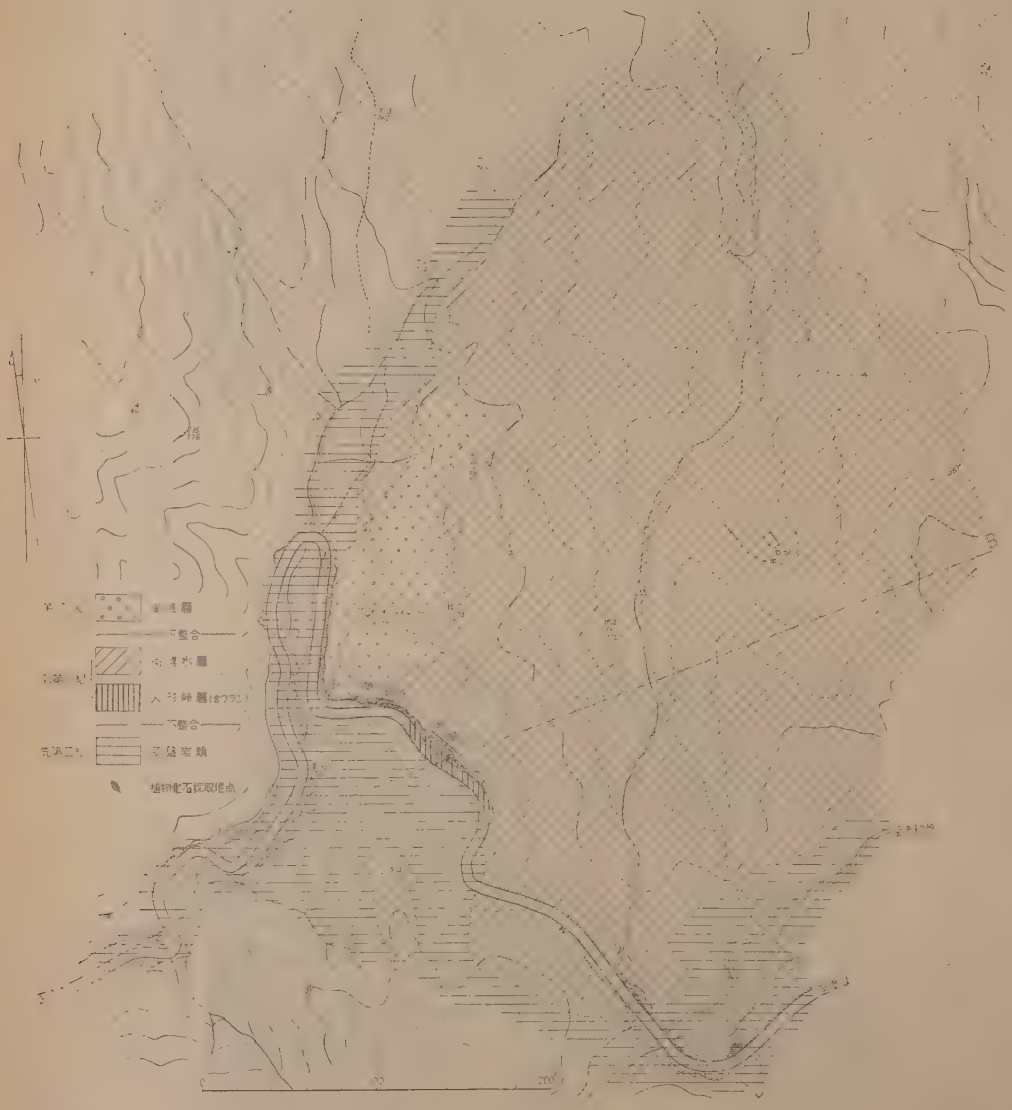


第2図　人形峠北西方県道切取の地質柱状図

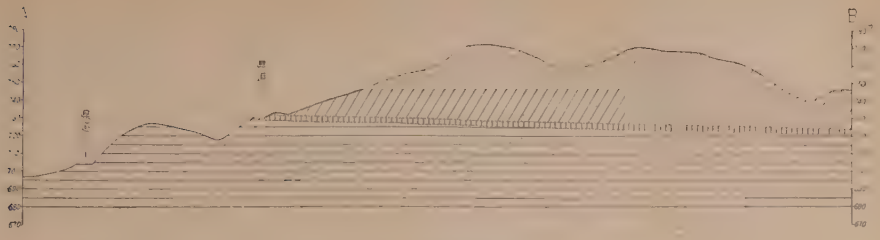
図版1　人形峠第1露頭



図版2　人形峠第1露頭



第3図　人形峠附近地形および地質図



第4図 地質断面図

るが，これらのうち斜長流紋岩が半ばを占めている。その大きさは 55×25cm 以下 5 mm 位までの亜角礫ないし亜円礫であるが，15 cm 内外のものが最も多い。

砂岩・泥岩互層は，泥岩を主とし砂岩を従とするところ，あるいはその逆のところもあつて，横への岩相変化は著しい。砂岩は黄灰色を呈し，細粒～中粒で淘汰度は低く，また未凝固である。泥岩は灰色～暗灰色で葉理が発達し，多量の保存良好な植物化石を産する。産出植物化石は第2表の通りで，その地質時代は恩原層に同じく後期中新世ないし初期鮮新世であろう。重鉱物組成はこの堆積物がほとんど全部花崗岩類および斜長流紋岩からもたらされたことを示している[註1)]。

人形峠における上記露頭部の諸資料，すなわち基底礫岩の礫が亜角礫ないし亜円礫であること，砂岩の淘汰度が低いこと，泥岩が葉理に富み植物化石を多産すること等から，本層は第三紀末期に準平原化した花崗岩上の湖沼に水流や波浪の影響をあまり受けないで静かに堆積したものであろう。

人形峠の露頭部における放射能強度は第2図のとおりで，120～600 c. p. m. を示し，最下部の基底礫岩の部分よりも上部の砂岩・泥岩の部分が強い。

4.2.5 高清水層

本層は人形峠層に整合に重なる層厚 20～100 m の地層で，凝灰質礫岩・花崗岩質砂岩・凝灰質泥岩の不規則な互層である。標高 800 ～ 950 m の山腹に分布し，人形峠と恩原部落の小区域を除いては基盤の花崗岩類上に直接のつている。本層はその分布上からみると南東方に僅かに傾斜している。恩原層と本層との関係は露出不良のために確認し得なかつた。

今回の調査では本層には放射能強度の異常は認められなかつた。

4.2.6 安山岩類

本岩類は高清水層の堆積末期に噴出したもので，高清水層上にのつているところが高清水三角点（標高 975.6 m）の南方 100 m の崖において確認される。

本岩類には普通輝石橄欖石安山岩と紫蘇輝石安山岩との2種類が認められるが，本調査においてはこれらの噴出箇所および前後関係は明らかにし得なかつた。

4.3 地質構造

恩原―人形峠両層は，既述のように準平原化した花崗岩類上のあまり規模の大きくない湖に堆積したものと推測される。恩原層と人形峠層とはほゞ同時期の堆積と思われるが，直接の関係は不明である。なお既述したように恩原層は走向ほゞ南北で，東または西に 13～45° 傾斜するが，本層には層間異常あるいは偽層が認められるので，上記の傾斜が真の傾斜であるかどうかは疑問がある。

人形峠層はほとんど水平層で，今回の調査では断層は認められなかつた。

恩原―人形峠両層の堆積に引き続いて，高清水層がほゞ水平に堆積している。

5. 鉱　床

燐灰ウラン鉱（autunite）を含ウラン鉱物とする鉱床は人形峠層そのものであつて，片山信夫[註2)]の調査結果によると，人形峠の露頭部におけるウラン含有率は0.02～0.13％で，平均品位は 0.05～0.06％である。

本調査においては，その露頭部の詳細な調査は片山信夫らによつて実施されたので，試料は採取しなかつた。

6. 結　論

当地域には恩原層―人形峠層・高清水層等の堆積層があるが，放射能強度の異常は人形峠層のみに認められ，他の地層には認められなかつた。人形峠層は層厚 2.8 m 内外で，全層にわたつてウランが含有されている。

註1) 岡山大学三朝温泉研究所主催学術談話会（昭和31年7月31日）における東大片山信夫の講演

註2) 片山信夫：人形峠のウラン鉱床に関するメモ（未公表），1956

現在，人形峠層が確認されているのは人形峠の露頭だけであるか，地形上および高清水層の分布から，同層はさらにその東方地域（岡山県側）に分布しているものと予想される。よって今後この地域を精査する必要がある。他面人形峠の傾斜方向の発達状況を知るために，人形峠北方の山腹から深度 50 m 前後の試錐を実施することが望ましい。

（昭和31年7～8月調査）

553.551：550.85（522.1）

福岡県香春岳地区調査報告

稲井信雄*

Limestone and its Contact metasomatic Ore Deposits at the Mt. Kabaru, Fukuoka Prefecture

By

Nobuo Inai

Abstract

The geology in this district consists mainly of the Paleozoic quatz-biotite schists, limestone and granodiorite. The former two are intruded into the granodiorite. Characteristics of the ore deposits are as follows:

1. The limestone develops in a large scale, at the most part of Mt. Kabaru area, and shows saccharoidal in texture.

2. The ore deposits occur in the skarn zone of replacement origin. Metallic minerals are pyrite, chalcopyrite, zincblende, molybdenite, scheelite, malachite and limonite.

1. 緒　言

福岡県田川郡香春岳を構成する石灰岩は，小倉市南部の平尾台石灰岩および香春岳西方の船尾山石灰岩と，地質的には一連のものと考えられ，いずれも結晶質石灰岩で不純物少なく，セメント原料として良質のものである。

本石灰岩は花崗閃緑岩類によつて接触変成・交代作用を受け，その接触部にスカルン帯を生じ，金属鉱床が胚胎している。その一部には古くから銅その他の鉱石を採掘した旧坑がある。

本調査は福岡通産局の要望に基づいて昭和30年8月24日から30日までの間に香春岳附近の石灰岩およびそのなかに胚胎されている銅・重石等の鉱床を対象に実施した概査である。なおこの地区については古くは九大松下教授，最近では九大木下教授・宮久三千年氏その他の報告がある。本稿の層序その他はこれらを参考にした。

2. 位置および交通

香春岳は福岡県田川郡香春町の北方に接し，南から一ノ岳・二ノ岳・三ノ岳と並んで北方に連なつている。香春町に至るには小倉駅から西鉄バス後藤寺行を利用するのが便利である。

3. 地形および地質

香春岳地区は筑豊古第三紀層の基盤岩層からなる福智山塊の南部を占め，小倉市から平尾台の西側を通り，金辺峠・田川市に至る南北方向の田川断層と，福智山の西麓を走る福智断層とに挟まれる標高500 m余の急峻な山地で，とくにその西側には絶壁をなすところが多い。一ノ岳—二ノ岳間と二ノ岳—三ノ岳間には鞍部があつて小径を通じている。

本地区に発達する岩石は次の通りであり[1]第1図に地質を示す。

- 新生代
  - 第四紀層
  - 古第三紀層
- 火成岩類（鉱床を賦存）
  - 塩基性貫入岩類
  - 花崗閃緑岩類
  - 半深成岩類
- 古生界
  - 秩父古生層
  - 結晶質石灰岩層（平尾台石灰岩）
  - 田川変成岩類

3. 1 古生界

田川変成岩類は香春岳を構成する石灰岩層の下位にあつて，主として砂岩・頁岩の変成した片岩からなり，黒色千枚岩・珪質千枚岩，まれに緑色岩を伴ない香春岳山

* 福岡駐在員事務所

第1図　香春岳地区地質図

塊の東部から南部にかけ広く発達している。

平尾台石灰岩は平尾台から香春岳を経て船尾山へ連なるもので，不純物の少ない厚層からなり，多くは結晶質となつている。本岩は一ノ岳―香春間で田川変成岩類上に整合に重なるが，その東限では田川断層によつて境されている。

秩父古生層は三ノ岳の北部で断層をもつて石灰岩層および花崗閃緑岩に接している。本層は砂岩・粘板岩の互層に珪岩や珪質砂岩を伴ない，軟珪石として採鉱しているところがある。これらの時代については未詳であるが，平尾台石灰岩は山口県秋吉台の石灰岩に対比されるといわれる。古生界は概して ENE-WSW の走向をもつて北あるいは南に急斜し，さらに南北性の田川断層および北西―南東方向の福智断層によつて截断され，かなり複雑な構造を示している。

3.2 火成岩類

火成岩類は調査地区北東の牛斬山を中心として分布する火成岩体の一部で，これには花崗岩から石英閃緑岩に至る各種の岩型があるが，主として暗灰色粗粒の花崗閃緑岩で，北九州に広く分布する鞍手型花崗岩類に属するものである。上記石灰岩層に貫入し，これに著しい接触変成作用を与え，石灰岩を再結晶させるとともにスカルンを形成させている。

岩脈には種々あるが角閃玢岩または閃緑玢岩に属して暗灰色～灰緑色を呈し，斑状構造を有するものが多く，いずれも石灰岩を貫ぬいている。一部ではスカルンを切る。

3.3 第四紀層

本層は上述の諸岩層を不整合に覆う段丘礫岩層・火山灰・砂礫層・崖堆層からなる。香春二ノ岳東側の低地には石灰岩の漂礫がとくに多い。

4. 鉱　床

4.1 金属鉱床

香春岳の石灰岩と花崗閃緑岩との接触部にはスカルンが生成されており，これに銅・鉛・亜鉛・タングステン・モリブデン等の高温型の金属鉱物を伴なつているほか，灰重石を常に含んでいる。また石灰岩・角閃玢岩および花崗閃緑岩中に石英質の鉱脈があり，これらのなかには金属鉱物を胚胎しているものがある。なお2次鉱物として褐鉄鉱や孔雀石がみうけられる。

上述の2つの型の鉱床はおそらく同一運鉱岩からもたらされたものであろう。

金属鉱床は主として香春岳の北部から西部にかけてその中腹に点々として分布し，現在知られている鉱床は横鶴・水晶・床屋・宗丹・ズリネ・竜神等である。各鉱床とも多少の差異はあるが，ほとんど接触交代鉱床で共通の状態を示し，昔から銅鉱を対象として稼行された。しかしこれらの鉱山は現在ではすべて休山し，坑内事情の判明しないものが多い。二ノ岳東麓の田川変成岩類中の

和銅鉱山および二ノ岳山は最近まで稼行していた[1]。

三ノ岳周辺の諸鉱床および二ノ岳西側の竜神鉱床の形態はいずれも不規則である。

本地区を全般的にみた場合，鉱床は石灰岩の下面に沿つて分布しており，鉱床の賦存状態は，石灰岩とこれを貫ぬく花崗岩類との接触部の方向，傾斜，凹凸状態と密接な関係を示し，とくに花崗岩類が石灰岩中に突入したような箇所に著しい。

4.2 石灰石鉱床

香春岳の主峰である一ノ岳・二ノ岳・三ノ岳は石灰岩から構成され，これが田川変成岩類上に整合に重畳している。この石灰岩は火成岩類の迸入などによる熱変成作用を蒙つて径 0.5～数 cm の方解石の結晶粒からなる結晶質石灰岩となつている。本岩中にはまだ化石が発見されず，したがつて石灰岩の時代は不明であり，また本岩がほとんど無層理であるためその地質構造を明らかにすることができない。石灰岩は概して高品位のものが純白色で，基盤に近いものはやゝ暗灰色を呈するが，化学組成は見掛上の差異にかゝわらず大差はなく，セメント原料として充分価値あるのみならず，石灰粉や化学原料として需要が多い。すなわち一ノ岳の南斜面のものはセメント原料として，二ノ岳の東斜面のものは化学原料および工業用，三ノ岳の北斜面のものは金属鉱床附近で石灰粉原料として稼行されている。

5. 鉱床各論

5.1 横鶴鉱床 (横鶴鉱山)

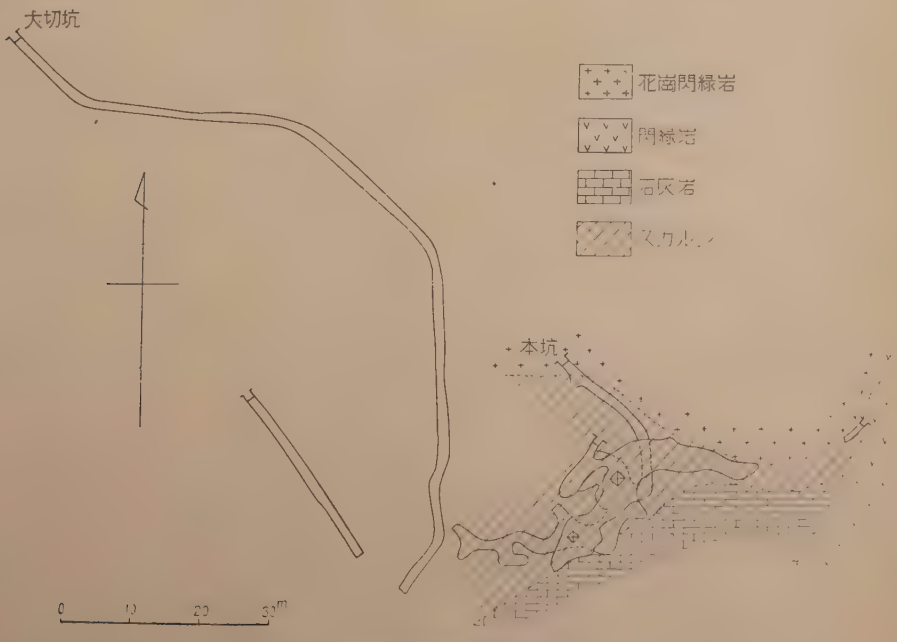
本鉱山には石灰岩と花崗閃緑岩との境界附近から南西に向かう坑道があり，石灰岩中に柘榴石を主とする板状スカルン帯がみられる。スカルン中には孔雀石・藍銅鉱・酸化銅鉱を含む。また花崗閃緑岩中を掘り下がつた立坑があり，その内部の状況は不明であるが廃石中にはスカルン鉱物が少量みられ，そのほかには灰重石も産した。

その他石灰岩を母岩としてスカルン鉱物を伴なわない脈状鉱床もある。この種の鉱床は灰重石・黄銅鉱・斑銅鉱・輝蒼鉛鉱・硫化鉄鉱を含んでいるがその規模が小さい。本鉱床は現在稼行されていないがその附近には点々と旧坑がみられる。

5.2 水晶鉱床 (水晶鉱山)

本鉱床は横鶴の西隣りにある接触交代鉱床で (第2図)，スカルン (柘榴石・透輝石・珪灰石・灰鉄輝石) 中に石英・方解石とともに磁硫鉄鉱・黄銅鉱を伴ない，ほかに黄鉄鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱を含んでいる。大切坑はスカルン帯下盤の花崗閃緑岩中を 120 m掘進したが，鉱体には達しなかつたとのことである。

本坑は柘榴石のスカルン帯を掘進し，東西およそ50m掘り進んでいる。これは含銅磁硫鉄鉱を主とする鉱石を探鉱したものであるが，鉱石鉱物はスカルン中に普遍的

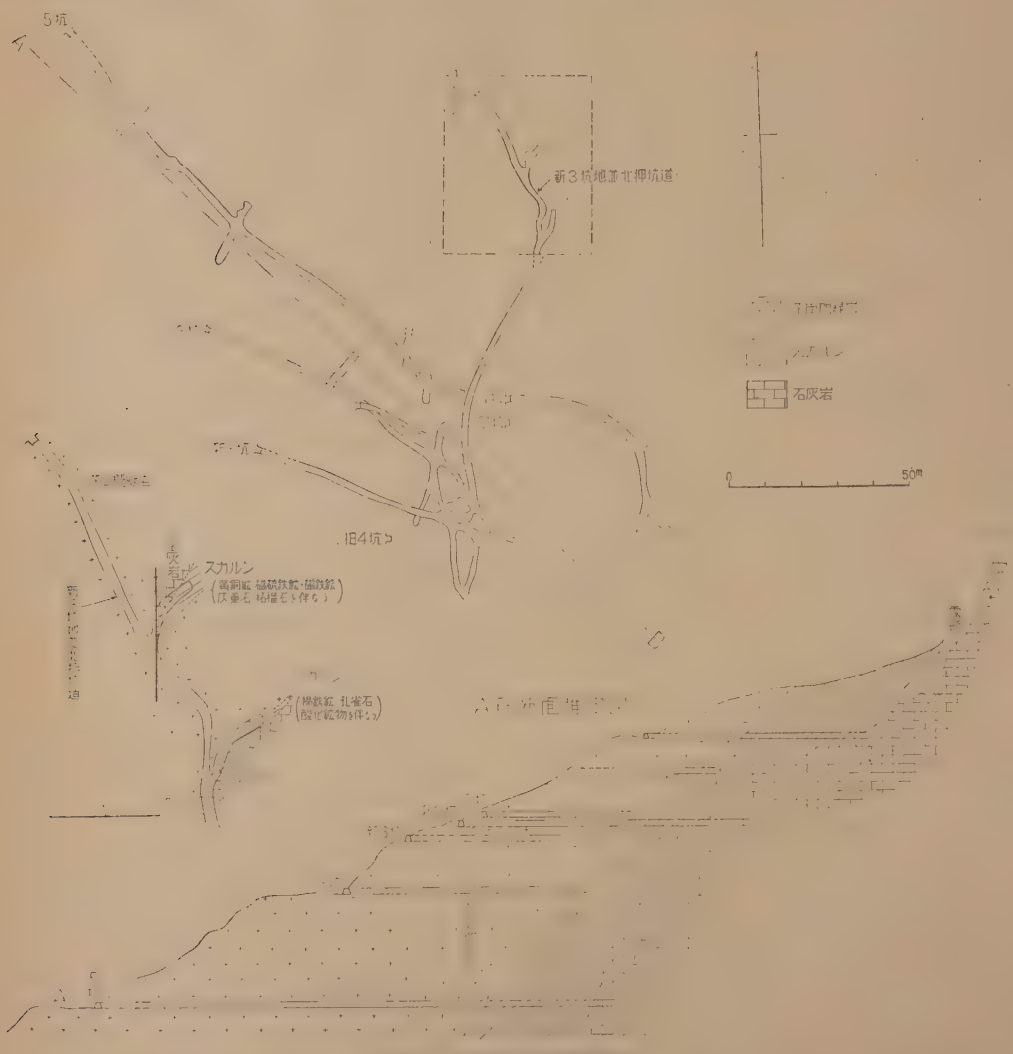


第2図 水晶鉱山坑内地質図

に存在するものではなく，ある幅をもった帯として，あるいは点々と富鉱部を形成している。

5．3 宗丹鉱床（宗丹鉱山）

本鉱山においては三ノ岳西側の中腹から石灰岩と花崗閃緑岩との接触部に対し立入によって着脈させ，これに胚胎する黄銅鉱・磁硫鉄鉱・孔雀石等を探鉱（第3図）している。立入はどれも坑口が崩壊して入坑不能のため坑内調査ができなかったが，新3坑地並北押坑道の一部を取開けしていたのでこの部分だけが調査可能であった。それによると，スカルン中に褐鉄鉱・孔雀石等のほかに磁硫鉄鉱・磁鉄鉱・灰重石等があるが，採掘しうるような品位のものはみあたらなかった。



第3図 宗丹鉱山旧坑内鉱床推定図

5．4 床屋鉱床（床屋鉱山）

床屋鉱山は水晶・宗丹両鉱山の中間にある。長らく休山していたため調査資料が得られなかった。鉱床は水晶宗丹両鉱床と類似しているものと思われる。

5．5 ズリネ鉱床（ズリネ鉱山）

大部分が旧坑でその一部を除いては坑内にはいれないが，鉱体は大きくみて東部・中部および西部の3鉱体に区分できる（第4図）。

東部鉱体は花崗閃緑岩が深く石灰岩中に貫入している部分に胚胎されており，少量の灰重石・黄銅鉱および微量の輝水鉛鉱を伴なうスカルン帯が南北に配列している。そのなかの珪灰石・柘榴石からなる露頭から北に向って坑道が延びているが坑内状況は明らかでない。

中部鉱体は長径30 cm，短径20 cm で花崗岩・石灰岩

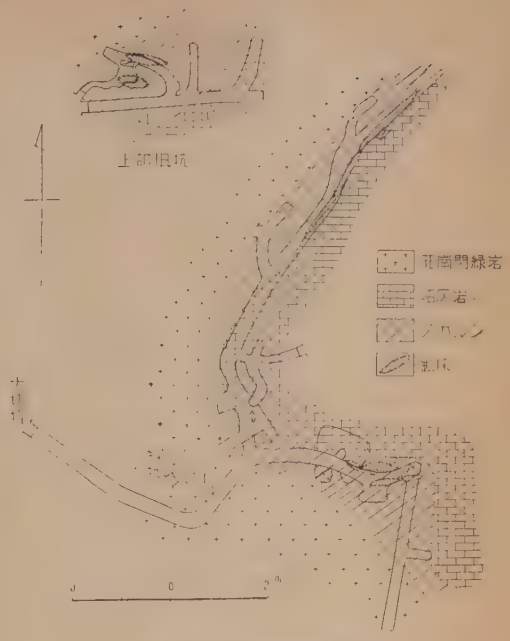
第4図　ズリネ鉱山第5坑

との分布関係は明らかでない。この露頭の下位約50mから花崗閃緑岩を掘進する立入坑道があり，延長約100mで着脈し，上位の露頭まで銅鉱を採掘した。この銅鉱床の下盤のスカルンは幅約8mで，これにきわめて多量の灰重石が含まれている。銅鉱はすでに掘りつくされた感があるので，坑内を詳細に調査することができなかつたが，もしも灰重石を含むスカルンがこの幅で続くものとすれば相当量埋蔵されていると思われる。なおこゝの灰重石は最近ミネラライトで確認されたものである。

西部鉱体は石灰岩を上盤とし花崗閃緑岩を下盤として，その接触部に胚胎し，その産状は上述のものと類似している

5．6　竜神鉱床（竜神鉱山）

二ノ岳西側の標高200m準に露頭から掘り下がつた鉱床がある（第5図）。上・下両露頭間の距離は約30mで，さらに10m下部には大切坑もある。大切坑は花崗閃緑岩中から開坑して着脈し，南と北に向かつてスカルン帯中を鑿押している。このスカルン帯中にはかなり珪化作用を受けた珪質部が多い。



第5図　竜神鉱山鉱床図

大切坑準の南鑿押には磁硫鉄鉱が多く，脈幅1～2mの採掘跡があるが，竜頭として残つている部分もある。北鑿押には柘榴石その他のスカルン鉱物が石灰岩の裂罅にあり鉱石鉱物としては磁鉄鉱や黄銅鉱が多い。引立近くには水準から約40m上位の露頭まで貫通しているといわれる坑道がある。上部の露頭でそのスカルンの状況をみることができ，このスカルン中にもかつて高品位の銅鉱があつたものと推測される。このほか一ノ岳，二ノ岳間の峠附近に銅・磁硫鉄鉱の旧坑があるが，詳細は不明である。

5．7　一ノ岳日本セメント石灰石鉱床

一ノ岳南側の中腹斜面においては日本セメントが大規模なセメント原料の石灰石の採石を行つている。

5．8　二ノ岳石灰石鉱床

二ノ岳殿町の部落上方に化学工業用石灰としての採石場がある。この石灰岩は不純物が少なく，かつ結晶質で化学薬品用としても最適である。宮原部落の低地でも本岩の転石を採石している。

5．9　三ノ岳石灰石鉱床

横鶴・水晶両鉱床の上位または両鉱床間に介在する石灰岩を石灰粉用として小規模に採石している。これも不純物が少ない。

6．結　語

1）　香春岳は田川断層と福智断層との交点近くに残さ

れた古生代の地層からなり，東は田川断層によつて切られ，西は牛斬山塊の花崗閃緑岩によつて貫ぬかれている。

2) 石灰岩は標高 200 m 準以上の一ノ岳・二ノ岳・三ノ岳の主部を占め，熱変成作用を受けて結晶質となり品質は良好である。

3) 金属鉱床は主として石灰岩と花崗閃緑岩との接触部のスカルン帯に胚胎し，銅・鉛・亜鉛・タングステン・モリブデン等高温型の鉱物が多い。

4) 金属鉱山は横鶴・水晶・床屋・宗丹・ズリネ・竜神のように二ノ岳の西側，三ノ岳の西から北側にかけて分布し，ほかに二ノ岳東麓に含銅硫化鉄床が 1 カ所ある。

(昭和 30 年 8 月調査)

文 献

1) 木下亀城・岡本要八郎外 2 名：北九州平尾台と三ノ岳をめぐる鉱物産地，地質巡検案内書，1954

2) 松下久道：福岡県三ノ岳附近の地質及鉱床，九州鉱山学会誌，1940

3) 松本達郎：北九州，西中国の基盤地質構造概説，九大理学部研究報告地質の部，No. 3, 1951

4) 宮久三千年・松本征夫：豊前西部三ノ岳周辺の地質，九大地質進級論文，1951

5) 岡本要八郎：福岡県鉱物誌，1944

6) 奥海靖・井上秀雄：福岡県平尾台北東部石灰岩鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol. 4, No. 3, 1953

資　料

551.24・553.24

複雑な造構造破砕の生成機構*

M. V. Gzouskii

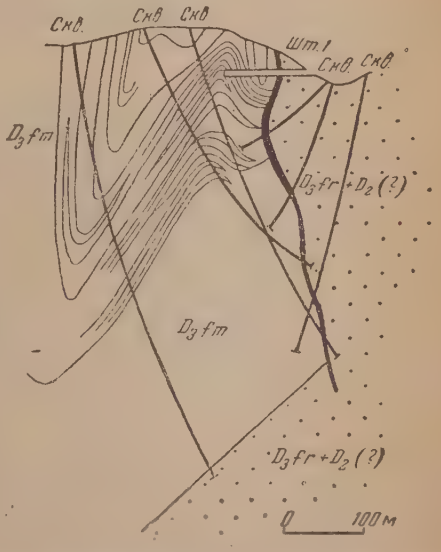
小西善治訳

複雑な造構造破砕の生成機構型

造構造破砕帯中にはその生成が塑性変型の出現と関連性のあるものが知られている。このような破砕は結性(塑性)と名づけられる。破砕帯は応力が低度の瞬時強さ(momentary strength)の破壊状態にある岩石に長期間にわたつて働く結果,現われる。他の破砕現象は破砕と直接密接な関連性のある塑性変型が先行しないで出現し,粉砕性(friable)と名づけられる。この種の破砕は瞬時強さに近い強さの破壊作用が短期(応力が働くと出現する)働く場合に誘起される。この2型の破砕型の形成は岩石の破壊速度と塑性変型速度との比が異なるから可能となる。

著者は中央アジアの野外調査で,造構造性破砕地帯の縫合帯(satured zone)が,10 dm から数10 m にわたる様様な幅をもつていることを認めた。この地域では数 100 m にわたつて地層の転位が起こつている破砕地帯には,狭い単純な縫合帯がしばしば存在し,地表面上には僅かに破壊の跡が現われている。しかし数10 m の転位を示す破砕帯では,幅の広い縫合帯が認められ,地表面上には多数の破壊の跡が出現している。したがつて縫合帯の幅とその構造の複雑性とは転位度でなく,破砕の生成機構によつて異なつてくることが考えられる。

精密地質調査で種々の造構造性破砕地帯を追跡すると,その延長線は直線型態でなく,波状型態を描くことが推測できるであろう。水平面と破砕帯との交錯線は正弦曲線型態,鎖状(chain)または千鳥形状(zigzag)を示す。鉱床地帯では多数の坑道および試掘孔で破砕帯の交錯線が波状型態を描いているのが認められる(第1図)。このような断面図を作成すると,大規模の破砕帯が波状を呈することが確認される。



第1図　坑内地質データから T. E. Masalov が作成した地質断面図(断層の波状型態が認められる)
(南部カザフスタンの Karatau 山脈)
D_3fm：Fameskii 期の炭酸塩質堆積岩(上部デボン系)
D_3fr+D_2(?)：Fanskii 期+デボン紀中期(?)の砂岩

野外調査を行うと次の現象が明らかになる。大規模の造構造性破帯の波状性は,初期に多数の(独立)小擾乱運動が起こり,それが融合・合体して生成されたものである。すなわち破砕運動の集中・分散が起こり,複雑な褶曲が生成され,地塊の大規模な押し上げが起こつて生成されたものである。

大規模の造構造地帯の境界に沿つて,単一の乱れに融合していない若干の同型破砕帯がしばしば認められる。1例をあげると断層がカフカズの Sokhmetskoe-Gandzinskoe 背斜の南西境界に沿つて,小鎖状に分布しているのが1944～1946年に明らかにされている。V. N. Danitovich は東部 Sayan 隆起地塊とイールクック amphitheater との南部境界に沿う地帯では単一の破砕帯が形成されないで,ジュラ紀後期の衝上運動で逆断層が鎖状に発達しているのを確認している。このような相関現象は,造構造運動の様々な特性を示す大規模の造構造地帯の縁辺部に沿つて発達した破砕帯の大体初期の生成階梯にあたつ

* Гзовский, М. В.: Механизмы формирования сложных тектонических разрывов, РАЗВЕДКА и ОХРАНА НЕДР, No. 7, p. 1, 1956

ているようである。

他の地域，例えば Tyn-shany および Hミールの多数地域では，数 100 km にわたる造構造帯間の境界は，互に融合した断層・逆断層帯で代表され，いわゆる破砕帯群が形成されている。このような現象は，造構造運動の特性が異なる造構造帯の縁辺部にみられる破砕帯の高度の発達階梯にあたっているようである。類似の現象は褶曲の模型実験で求められている。したがって現在では個々別々に，あるいは互に組合わされて出現する大規模な造構造性破砕帯の最も単純な生成機構について述べることができる。

1. 多くの巨大な断層・逆断層および衝上げ（第1図に示されてある断層）は，独立して発達した初期小剪断面が融合して生成されたものである。この小剪断面が著しく湾曲性をもつと，大規模な乱れは正弦曲線状・鎖状の波性を示すようになる。

破砕帯の湾曲性はしばしば1次的であるが，水平（flat）の初期破砕面の変形によって形成されるものではない。初成の湾曲度は小破砕運動が中心部から周辺部に除々に拡がって行くことが推定されるから，個々の剪断面の形成過程において，破砕構造の成長方向を徐々に変える指標となる。著者は褶曲構造を錯雑化する圧縮，喰い違いの條件の下で誘起される巨大な断層・衝上げの波状性をモデル実験で再現した。モデルに方向を変えずに力を加えて変形させると，独立した多数の小さい割れ目の方向に徐々に変化が起きる。この種の割れ目は融合し，交錯して大きな破砕帯が徐々に形成される。

2. 広域に分布している大きな裂け裂罅（tear-fissure）はしばしば湾曲型態を示し，異なる面上に生じた個々の裂け面が融合したものと考えられている。この考え方は実験で確かめられている。E. I. Chertkov はほとんど水平に近い緩斜裂け裂罅群がドーム状背斜モデルの伸長状頂部に形成されることを観察している。この種の裂け裂罅群は，あたかも互に“張り合った”ような状態を示し，割れ目の成長方向に著しい変化が起こっている。そのため隣接裂罅が融合して大きな湾曲状引裂けが形成される。破砕帯（割れ目）の必要形成條件は垂直応力が存在することである。

3. 数 m までの変移を示す多数の乱れは，一層複雑な様式で形成される。破砕帯が形成される地帯には，まず echelon 状に分布する（比較的）小擾乱列が誘起され，次で複雑な構造を示す単一縫合帯に接合する。破砕運動の初期発展階梯に対応する echelon 型裂罅列は，多くの地域，特に複雑な block 状炭酸塩質岩石の発達する地域に認められる。アメリカではこの種の echelon 型に配列する引張り裂罅が岩脈で充填されて数100 m にわたって延長しているのが報告されている。

この種破砕帯を形成している地質環境には，単純な転位変形で誘起されたことを示す指標が一般に包蔵されている。単純転位変形は実験で確認されている。粘土・砂からなる水平層で再現された単純転位変形では，慣性の力と重力とは応力ならびに変形・裂罅の形成過程に本質的な影響を及ぼさないことが考えられる。したがって平衡運動方程式の類似の條件を導入する際には，物質の強さ ρ と加速度 g を含む項が省略される。したがって次のようになる。

$$C_\eta = C_\tau C_t \qquad (1)$$

C_η —粘性度等価乗数

C_τ —応力の等価乗数

C_t —時間の等価乗数

そのほか周知のように，強さの等価乗数 C_p および剛性乗数 C_G は，応力の等価乗数 C_τ に等しいはずである。

$$C_\tau = C_G = C_p \qquad (2)$$

（1）および（2）式には，地質断面の等価乗数が含まれていないのはきわめて重要であるが，この場合には断面は等価物質の機械的性質の必須條件に影響を及ぼさないことが知られている。単純転位変形の速度は，単位時間内に形成される転位角の大きさで表わされる。この種速度値は時間因子と逆比例関係にあるから，転位速度の等価乗数 C_γ と時間の等価乗数との間には次の式が成立する。

$$C_\gamma = \frac{\dot{\gamma}\ \text{モデル}}{\dot{\gamma}\ \text{対象変形 (Object)}} = \frac{1}{C_t} \qquad (3)$$

モデル変形の他型の場合には，与えられた乗数は全転位変型の強度変化に対応する速度に対して展開される。

モデル化実験の対象には主として Karatau の炭酸塩質岩石に発達する echelon 型の裂罅をとりあげた。したがって岩石の粘性率 η_1 は 10^{20} ポアズにとることができるであろう。その場合，転位率 G は平均して $5 \cdot 10^5$ kg/cm² オーダと考えられるから，本実験は次のようになる。

$$C_\eta = \frac{10^4}{10^{20}} = \frac{1}{10^{16}}$$

$$C_\tau C_G = \frac{5}{5 \cdot 10^5} = \frac{1}{10^5}$$

$$C_p = \frac{10^{-3}}{10^2} = \frac{1}{10^5}$$

（2）條件が満足されていることが知られる。

（1）式から C_t の値が求められる。

$$C_t = \frac{C_\eta}{C_\tau} = \frac{10^5}{10^{10}} = \frac{1}{10^{11}}$$

上述の C_t 値の場合には1分間の実験時間は自然変型過程の発展の3,000年（1年は約$3 \cdot 10^7$分に等しいと考える）にあたる。地殻が高度の変動を蒙っている地域，例えば日本の自然條件のもとでは地表面の普通の転位速度（伏角）は1年間に約0.03分（2,400年に1°）であるが，極大速度は1年間に5～6分（600年に1°）に達する。（3）により2,400年に1°の自然の転位速度はモデルで再現されるはずである。

$$\bar{\gamma}_{モデル} = \frac{\bar{\gamma}_{対物変形}}{C_t} \cong 5.5° \text{（分）}$$

著者の実験では平均速度は1分間5°の割合で行われた。著者とE. I. Chertkovとはこの実験によつて，echelon

A

B

第2図　多様な組成の含水粘土試料が人工的に求められた剪断応力性エチロン（echelon）型割れ目
A－ベントナイト質粘土系
B－褐色砂質粘土

に配列する割れ目列が，各割れ目型の縦軸に一定の角度で形成されることを認めている（第2図A，B）

この角度の大きさは塑性の出現に先行して出現する転位の弾性変型値に左右されないが，素材（モデル）の機械的性質で決定される。したがつてechelon型破砕帯（割れ目）は地震の引金にばかりでなく，摩擦も形成されることが考えられる。この考え方は転位の方向にきわめて僅かな"偏り"を示す亀裂が形成されるので裏付けられる（第2図A）。さらにこの考え方は，単純転位変型作用を蒙つて形成された変型像内の応力分布特性に関する考え方と一致している（剪断性割れ目は剪断角 α が45°以下のときにはechelon型に配列するはずである）。いまechelon状に配列する剪断性のずり下り割れ目（down fall crack）が形成されるとするならば，その形成は2階梯にわたること

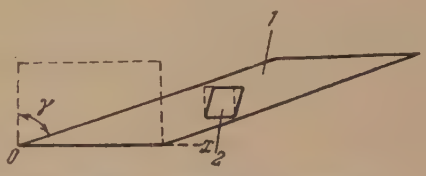
が推定される。

（1） 平行に発生する剪断割れ目に沿つて，物質の局所移動が起きる。

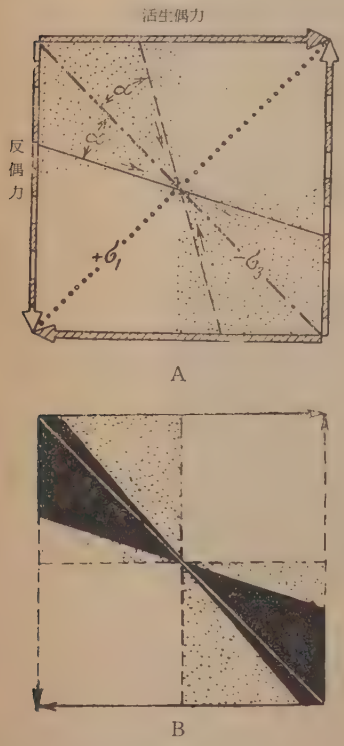
（2） 割れ目が斜めに拡がり，それに伴なつて物質の全移動（単純転位変形の場合）が起きる。

このような階梯を経て，ずり下り割れ目が形成される。この結論は一般に普及されている仮設と一致しているが，著者の岩石およびそれと等価物質の変型・破砕過程に関する考え方を裏付けている。

単純転位が発達するときには，全変形（運動）に同時的に存在する弾性成分と塑性成分とを区分することが必要である。転位の弾性成分（岩石および選び出された等価物質の極大潜在弾性変型値には限界性があるために）は遙かに大きな塑性転位（第3図）が同時的に誘起されることが考えられるにもかゝわらず，1° または 1 radian を超えない。したがつて単純転位に基づく変形の弾性成分軸は，空間的には塑性成分軸のように分布しない。変型の弾性成分軸は弾性転位の大きさには限界があるから，1° までの精度で，転位の方向に対して 45° の角度で定配向（constant orientation）を維持するはずである。たゞしこの場合には全変形の大きさに左右されない。しかし全変形の塑性成分の大きさには限界がないいま塑性成分の大きさが増大すると，その軸の方向が変わり，平行の新しい線状亀裂が現われる



第3図 単純転位による最終変形（final deformation）とその弾性成分との相関関係図
1：終全変形
2：与えられた瞬間の最終変形の弾性成分



第4図 単純転位変型の場合の剪断裂罅の分布様式
A：応力ひずみ軸（$+\sigma_1$と$-\sigma_3$）および割れ目の理論配向（orientation）
B：湿潤粘土の変型像で人工的に求められた割れ目の配向状態を示す
α：剪断角；$+\sigma_1$ に垂直の "引裂け" 割れ目は圧縮応力の作用方向に一致する。偶力の発生した瞬間における割れ目の位置方向は黒く塗つた部分に存在する

等方性の物質にあつては，応力軸の方向と変形の弾応力軸は力成分軸の方向とが一致することはきわめて重要である。したがつて〔変形（運動）の塑性成分に基づいて成長する転位の全量と無関係に〕事実において転位化方向と 45° の定角を形成する。

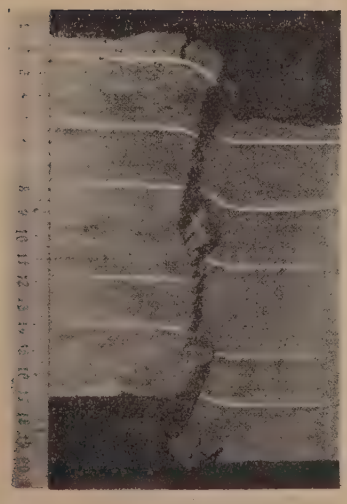
単純転位によつて形成される応力(ひずみ)状態の本質的な特性は，圧縮応力（$-\sigma_3$）と引張応力（$+\sigma_1$）とが同時的に働くことである。岩石およびそれと等価物質との強さの性質に関する現在の考え方によると，単純転位の場合には応力（ひずみ）状態に対応して極大引張（$+\sigma_1$）軸に垂直に裂け目が形成されるが，極大圧縮軸（$-\sigma_3$）に対しては一定角度 α で接合(縫合)面が生じる。このような相関性は様様な組成からなる湿潤粘土のモデルで観察されている。実験によれば単純転位（圧縮軸または引張軸が1軸の場合）の際には，剪断角 α は常に 45° 以下である（第4図）。しかし割れ目の形成後においても，変型作用が持続的に働いている場合には，回転運動が起きるので，"ひずみ"（誇張化）が認められる。

上述の諸事実から次のことが考えられる。echelon 型の破砕(断層)帯を形成する単純転位変形の主要特性は，（附加）応力の増大した地域（転位を受けた地帯にあたる）の地殻の伸長方向と剪断方向との差異によつて形成される。剪断方向は剪断角と（極大応力の作用する伸長方向に 45° の角度で配列する）垂直応力軸の配向位置で決定される。たゞしこの場合，剪断角が 45° であるときには，2共役方向中の1方向に沿つて発達する剪断裂罅（割れ目）は，極大応力軸に平行に伸張し，echelon 型をとらない。

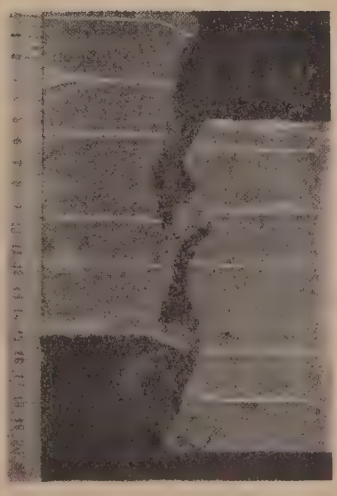
モデルでは echelon 型に配列する割れ目の出現後に次いで起きる大断層（破砕帯）帯の両盤を接合する架橋帯（bridge zone）の破壊が起こる。変形像では架橋帯は echelon 型の初期割れ目の成長方向が変わるために破壊される状態がみられる。割れ目の成長方向が変わると，割れ目は相互に融合し，一層大規模の破砕（断層）帯にみられ

る波状構造の縫合帯が形成される。小割れ目の湾曲面は割れ目の成長にしたがつて回転運動を起こした各限界地塊（断層）中にしばしば発達している（第5図）。

A



B



C

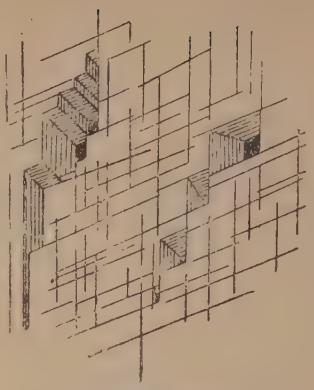
第5図　（A）初期　（B）中間期　（C）終期
この図からみられるように各限界破砕（断層）地塊は回転運動を起こしている

大規模な波状断層（破砕）帯の両翼の移動がさらに進み、剪断面が拡大（終期）すると，全縫合帯の既凹凸面が消去され，遂にレンズ状の破砕面が形成されるにいたる。

4.　破砕面の引張性ずりは，岩石のもつ強さの弱化した面（層面・層理・断裂劈開面）に沿つて破砕運動が促進されると形成される。大規模な剪断面が先在層理系および断裂劈開系に順応して発達している例については W. G. Chang が記載している。著者は中央アジアで波状を呈する古生代の断層型態を継承した白堊紀・新生代の巨大な裂け断層に出会したことがある。N. P. Semenenko は，巨大地塊の相対的移動が2方向に延びる古期の剪断裂罅を利用して形成されているのを報告している。N. P. Semenenko によれば，1方向の剪断裂罅面に沿つては断層

が再生したが，他の剪断裂罅には水平のずれが形成された（第6図）。

モデル実験成績から推測すると，上述の複破砕構造の機構は，変型岩石に附加された定外力で出現する。この場合，外力の大きさおよび方向は常に一定である。そのうえ，様々な割れ目形成の上述の階梯の出現は，割れ目の成長過程自体の特性と相関関係があつて負荷外力が変わる（方向と大きさ）ことを必要としない。



第6図　古期剪断裂罅（割れ目を利用して形成された複破砕構造を示す

地殻の造構造運動は，周知のように，複雑な，かつ可変的（variable）の性質をもつている。したがつて研究対象にとりあげられる地殻上の変型構造は，種々の時代において大きさおよび作用方向の異なる外力を受けている。負荷外力が不定であるから，同一破砕面に沿う地殻の移動の方向が変わつてくる。このような例は無数にあげられる。例えば I. G. Kuznetsov はカフカズの地体構造の形成過程で生じた深所断層（正・逆断層）面に沿う地殻の移動方向の変化を重視している。

多くの鉱山地質家は，同一破砕面に沿つて，両盤の相対的移動方向が種々の時代で異なつていることを明らかにしている。著者は Kratau で次のような現象を確認した　この地域では，急斜褶曲軸を切つて発達した上部古生代の破砕帯に沿う造構造運動は，最初擾乱面の落しの方向をとり，次で延長方向に集中した。したがつてこの地域では，同一破砕帯にはまず正断層，次に水平ずりが形成された。著者はまた中部ハンガリヤの採石場で褶曲軸を切る断層面にみごとな鏡肌（条こう跡）を認めた。断層は三畳紀の白雲石および漸新世の含塩層（種々の岩相をホ）の巨大な隆起部を切つている　転位の方向および大きさは坑道で確認されている。このデータによれば，條線構造は落しの方向にはみられないが，断層の延長に平行に発達している。同一断層破砕帯の鏡肌にはまつたく異なる配向掻痕が認められ，掻痕の配向方向差は 90° に達することがある。造構造運動およびそれに関連性のある外力の方向性と変動性とに留意するならば，巨大な造構造破砕（断層）帯の発達するときには，1機構でなく，上述の数（形成）機構の顕在化が考えられる。しかし破砕（断層）帯の形成がきわめて単純で，時間的にも長期間にわたらないものとみなすか，あるいは複擾乱構造の形成過程の1階梯と考えて破砕（断層）帯を形成機構に基づいて説明することができるであろう。

他の特性をもつ外応力で断層破砕帯に沿つて形成された反復“水平ずり断層”は，断層帯の形成当時の方向とまつたく異なる方向性をとることが考えられる　この仮設はきわめて重要であつて，剪断面に沿つて起きた地塊の移動方向に関するデータを基にして応力軸の配向方位を復元する際に考慮に入れるべきである。断層帯の両盤の喰い違いの方向および共役剪断面対の角度は破砕断層帯を誘起した応力軸の復元に利用される。ただしこの場合には，形成後の地体構造の発展過程でゆがめられていないか，あるいはゆがめの度合が計算できる場合に限られる。

破砕（断層）帯に起きた各転位・移動階梯（“可動体”）を区別する際には次の点に留意すべきである。単調な條線構造が発達している断層面の大きさは，可動地塊の“ずり”が断層面に沿つて起きる度合（shifting amplitide）の決定に利用できない　鏡肌が広い面積にわたつて形成されるためには，断層面の両盤が比較的僅か移動するだけで充分である　しかし重要な点は，磨擦面が充分大きいことが必要である。これらの諸問題を明らかにするためには，地震で起きた地盤の移動データが役立つ　地球上の最擾乱地域の断層破砕帯における地盤の“可動”範囲は，普通7～8 m，ときには数10～20 mに達する　断層線の延長は数10 m，ときには100 kmに達することがある。このような断層破砕帯は，おのおのの移動範囲がおそらく10～12 mを超えないような（可動）地塊が無数に集まると形成される。擾乱堆積層の特性に及ぼされた“破砕作用の長期間にわたる影響”に関する地質学的データは，地塊の可動範囲の小さいことを裏付けている。

地質家は断層破砕帯の空隙が流動物質で充塡されていることが知られている（岩脈の貫入）。この種の流体の大部分は，断層破砕帯の縫合部分に形成された空隙壁から流動方向に向かつて晶出している。したがつて地殻に起こつた連続性の乱れが取り除かれる（回春性）。空隙は少数の断層破砕帯の僅かな部分にだけ長期間にわたつて維持される。したがつて既破砕面の両盤に起きた新しい転位は，鉱物物質による地塊の機械的破壊（鉱液の上昇），すなわち新しい破砕作用の発生を意味している。回春縫合部に沿つて形成された新破砕（断層）作用の生成機構は，すでに述べた“強さ”の弱化した物質からなる面に乱れが順（適）応することに帰する。

鉱体の形態と生成とに及ぼされる破砕の形成機構の影響について

大規模な造構造性破砕断層帯の形成機構の研究は，実際的・理論的問題の解決に役立つ。

割れ目（裂罅）の波状性は，鉱山作業を行う際に考慮に入れる必要がある。精密調査にあたつては，裂罅の波状性を利用すると，多くの場合乱れを成因と生成年代とによつて区別する可能性がみいだされる。縫合帯（小地域で明らかにされた）の賦存成分は，相当の距離にわたつて一定であると考えられない。破砕・断層帯の僅かの地区で確認された走向方位の平均差は 12° である。しかしある地域では，平均走向方位の偏移は，まれに 90° に達することがある。

割れ目の波状彎曲性は，ある距離をおいて配列する破砕・断層地帯の縫合部分にレンズ空所をしばしば誘起する原因となるから，探鉱にあたつて波状彎曲性に留意する必要がある。これらの空所は普通鉱脈で充塡され，富鉱部を形成する。裂罅の著しく彎曲する箇所および彎曲方向の変化する箇所では，巨大な縫合帯を構成する（種々の年代に生成された）小乱れが連接（link）して，それぞれ性質の異なる鉱体が生成される。

このような剪断面が合して形成される破砕断層帯の縫合部には，鉱体の賦存していることが知られている。この種鉱脈は分岐し，ほとんど平行に走るが，膨縮に富んでいる。しかし鉱脈が尖滅しても，その延長上に現われることがしばしばある。したがつて裂罅（割れ目）の集中または分散は，破砕帯に賦存する鉱床の規模の推定に役立つ。

多くの大鉱脈は，裂け裂罅が合して形成された空隙を充塡している。特にこのような破砕・断層帯にはしばしば岩脈が発達している。この種岩脈を切つている裂罅には鉱体をしばしば包有している（晩期）。したがつて鉱床地区では鉱体と“共役関係”にある構造要素（structural element）を考慮に入れる必要がある。

echelon 状に配列する裂罅が合して形成された破砕帯に鉱体が賦存していることが知られている。アルタイ・カラタウ・カナダおよびその他の地域では，類似型の破砕・断層地帯の縫合帯を充塡した縫合熱水鉱脈が知られている。この種鉱脈では1鉱体が尖滅すると，普通その延長上に現われないで，少し離れて echelon 状に配列している。

最後に裂罅が一層初期に起きた“乱れ”に順（適）応する事実は，一連の鉱床の生成に大きな影響を及ぼしている。既破砕面（裂罅）に沿つて起きた新しい地塊の転位は，早期に充塡・生成された鉱石に変成作用を及ぼす。著者は Karatan で古生代の断層破砕地帯（逆断層）の縫合帯に沿つて発達した破砕帯（水平ずれ）を充塡する厚さ 30 m の巨大な炭酸塩質鉱脈を報告している。この地帯では新しい鉱脈を生成した（上昇）熱水溶液は，破砕帯を循環し，古生代の多種金属鉱体を交代し，侵出している。

複破砕構造の生成機構に関する考え方は，空間内における熱水鉱床の配列状態を決定する鉱液通路の問題と関連性がある。小擾乱帯に接する大規模な破砕帯が，鉱液の上昇通路となり，小擾乱帯に富鉱部を形成することがある。しかしある地域では，大破砕（断層）地帯の縫合部に鉱体を欠き，この考え方に矛盾する場合がある。これは次のように解釈できるであろう。小擾乱運動が大破砕（断層）帯の完成される寸前（地質学的意味における）に発生した地域では，熱水溶液は，大破砕帯の完成をまたずに上昇したことが考えられる。したがつてこれらの地域，例えば南カザスタンでは鉱液は初期の小割目・裂罅・断層面を伝わつて上昇し，それを充塡して鉱床を形成したが，多くの大断層面・衝上面に沿つて転位（地塊）が起きたとき（大断層破砕帯の完成期）には，鉱液の上昇がすでに停止していたことが推測される。したがつて多くの一層晩期の破砕帯（そのなかには上部古生代の大縫合帯を含む）では，鉱体は一般に欠いている[1]。第7図Aには側彎曲（lateral bending）の一大背斜構造の翼部に小含鉱石断層裂罅（ore bearing fault fissure）と，一層大規模のほとんど垂直に近い無鉱石断層裂罅とが発達している例が示してある。この断層破砕帯は上部古生代に生成されたものであつて，褶曲している。地質的観察によれば，比較的小規模の断層裂罅よりも古いことが考えられる。

上述の断層破砕帯の生成年代の異なる原因を解明するためにモデル実験を行つた。モデルの縮尺は 1：100,000 に選び，密度の等価乗数 $C_\rho = \frac{1}{2}$，加速度 $C_g = 1$ にとつた。したがつて応力 C_τ，慣性係数 C_a，強さ C_p のそれぞれの等価乗数は相等しくなるはずである。

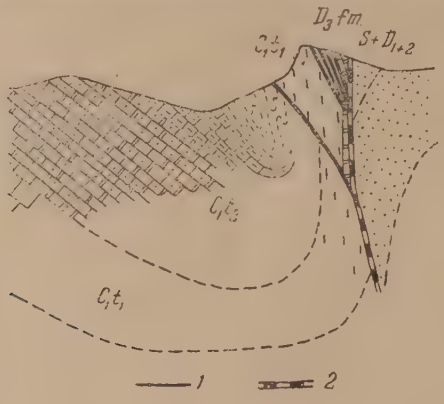
$$C_a = C_p = C_\tau = C_p C_g C_l = \frac{1}{2} \cdot \frac{1}{100,000} = \frac{1}{2 \cdot 10^5} \qquad (4)$$

註1）著者は南カザスタンの Karatau 鉱床の成因を熱水溶液によるものとしている。しかしソ連の他の鉱床学者は水成 origin を主張している。しかし著者によれば断層破砕地帯の縫合帯に賦存する鉱体では，鉱石は地下水の循環によつて2次的に再沈澱すると述べている。

さらに時間の等価乗数 $C_t = \frac{1}{5\cdot10^{11}}$ を導くと，粘性係数に対して次の等価乗数をとることができる．

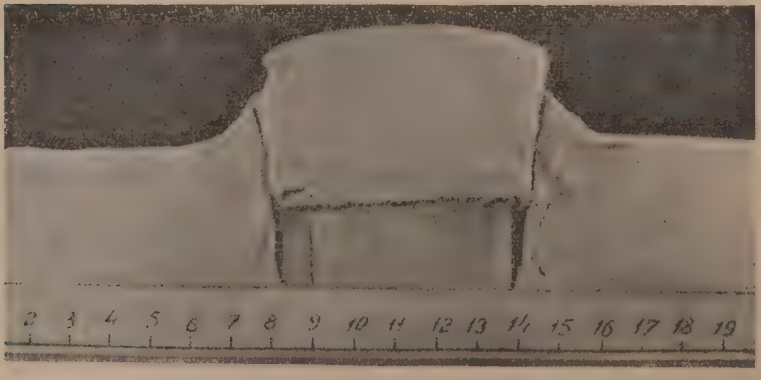
$$C_\eta = C_t C_\gamma = \frac{1}{5\cdot10^{11}} \cdot \frac{1}{2\cdot10^{5}} = \frac{1}{10^{17}} \qquad (5)$$

断層破砕帯が発達している背斜構造を構成する炭酸塩質岩石が，約 200,000～300,000 kg/cm^2 G の転位変形に完全



A

B



C

第 7 図　A: 背斜の翼部: (1) 古期の含鉱石断層裂罅　(2) 鉱床生成後の大断層裂罅
B: 小 (逆) 断層裂罅の発展した初期階がみられる
C: 大規模な逆断層裂罅の後期の発展階梯が示してある

に均衡する弾性率をもっているとすると，剪断応力および水平ずりに対する瞬時の強さは 1 cm² に対して 100 kg のオーダであって，10 km 以内の地下深所で緩変型が起きると粘性係数 η_1 は 10^{18}～10^{19} ポアズのオーダである。したがって（4），（5）の等価乗数の計算條件によると，モデル物質は G の転位変形に完全に均衡する弾性率 1～2 kg のオーダ，瞬時の強さ P_{mgn} が 1 単位または $\frac{1}{10}$ kg/cm² をもつことが必要である。しかし高速変形（speed deformation）—天然の変形速度と等価—の場合には，粘性係数は約 10^3 ポアズとなるはずである。これらの條件を考慮に入れて行われたモデル実験によって次の諸現象が明らかになった。すなわち側斜曲の対象背斜が成長するにしたがって，まずその翼部には下方から上方に向かって発達する多数の小（逆）断層裂罅が発生し（第7図B），次で両翼部には大規模なほとんど垂直の単一断層裂罅が形成され，そのなかに一層早期の破砕面の部分がとりこまれる（第7図C）。

このようにモデル実験によれば，Karatau の地質データで復元された断層破砕帯の逐次発展（consecutive development）のあらゆる階梯が追跡できる，すなわちモデルを利用すると，側斜曲背斜構造を複雑化する天然の乱れの発達の Sequence を考えることができる。したがって乱れがモデルで再現できるから，地質家がしばしば利用する仮説 "種々時代に発生する断層破砕帯の型の変化は，その地域に作用する外応力の特性の根本的な変化と関連性がある" という仮説で乱れ（断層破砕帯）の形成を解釈する必要がなくなる。

結　　論

大規模の造構造破砕帯の形成機構は，上述のモデル実験データからみられるように多様である。形成機構の出現は，応力の作用する造構造の場の性質と岩石の強さの特性とに相関関係がある。種々の構造帯に発生する時間的に異なる不定の造構造運動は，地殻に作用する外応力の性質変化を導く。この性質変化は断層破砕帯の生成過程の 2 次的錯雑化と相関関係がある。

さらに断層破砕帯の形成機構をおしすゝめるためには，野外でテーマ研究を行うとともに，割れ目（裂罅）の生長過程の運動学的研究，同位元素による鉱脈の生成年代の決定（岩石・鉱物の利用），モデル実験の広範な適用を行うことが必要である。

553.94 : 551 : 553.06

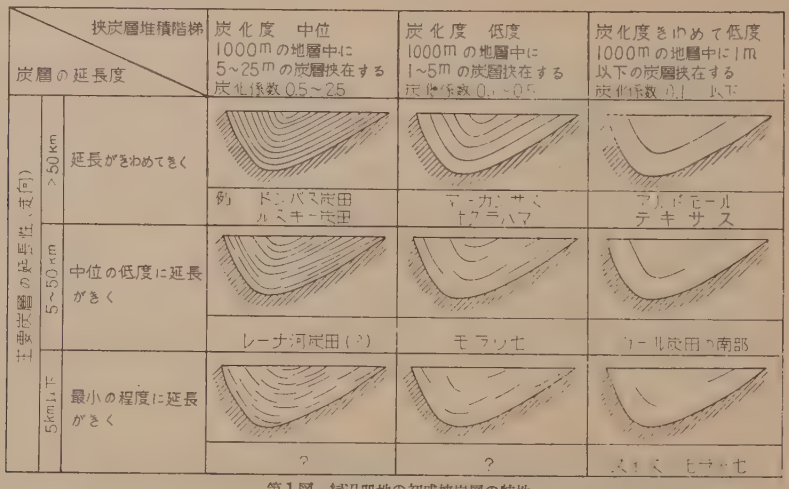
地向斜地帯の縁辺部における挟炭層の生成について

G. f. Krasheninnikov

小西善治訳

地向斜地帯の縁辺部の挟炭層

地向斜地帯縁辺部の挟炭層は種々様々な容相を呈している。まずこの種挟炭層の多様性は炭層の発達度に現われている。すなわち稼行炭層数は50～100枚（上部シレジヤ・下部ウエストファリヤ）に達するものがあるが，一方では10枚，ときには1～2枚（テキサス・スイスのモラッセ）のことがある。炭層の延長についても初成成因と関連して様々である。しかし炭層数は，その延長と直接関係がない。多数の炭層からなる挟炭層で延長性に富む炭田は，ウエストファリヤ炭田（ライン河下流）とドンバス炭田であるが，ある炭田では炭層は1～2枚であるが，延長がきくことがある。この関係は第1図に図式的に示されてある。



第1図 縁辺凹地の初成挟炭層の特性

地向斜縁辺地帯の炭層は，厚さが薄いのが特徴となっている。すなわちその厚さは，稼行限界の厚さから1.5 mの範囲内である。しかし個々の炭田についてみると最大4～6 mに達する。例外としては上部シレジヤ炭田では20 mまでの炭層が知られている。

炭質についてみると，地向斜縁辺地帯産の石炭は長焔炭から無煙炭にわたっている。ときにはコークス炭を産する。多くの炭田では，Hilt の法則が明らかに働き，広域変成作用を蒙った地域では，炭質の規則的な変化が認められる。第三紀層産の石炭（スイスのモラッセ）では褐炭から石炭への移行を示す。

地向斜縁辺地帯に賦存する炭層が大きな幅をもっているならば，台地（地背斜地帯）に接する側では，反対の側よりも炭の炭化度が低い。例えばドンバス炭田では，その南端部は主として無煙炭であって，北部では長焔炭である。地向斜縁辺帯の炭の灰分は普通大きくなく5～12％である。しかしときには30％に達することがある。

Крашенинников, Г. Ф. : Угленосные отложения в краевых прогибах. Памяти Академика П. И. Степанова. p. 208,
Москва, Академия Наук СССР, 1952

このように地向斜縁辺帯の炭層は，炭層数および延長性については多様であるが，埋炭量はきわめて大きい。

地向斜縁辺帯の挟炭層の岩石学的特性

挟炭層の厚さは1,000 mに及ぶ。最も厚い挟炭層は地向斜縁辺帯で知られている。例えばドンバス炭田では8.5km，上部シレジヤでは7 km である。しかし地向斜帯の内部では挟炭層の厚さは著しく薄くなる。しかし挟炭層の上部が削剝されているか，または特殊の造構造運動で数100 mに減じていることがまれにはみられる。挟炭層が削剝で薄くなつている例としては，イギリスの南部の炭田地帯があげられる。ベルギーのディナシア統盆地では，挟炭層の基底部のみが残存している。

炭層の厚さは Plate-forme 地帯から褶曲地帯に進むにつれて規則的に増大する。例えば，アメリカの西部炭田では，北部のアリゾナ州では，厚さは約300 m，南部のカンサス州では1,000 m，さらに南部の中央オクラホマでは3,000 m，オクラホマの南部では5,700 mに達する。

ある挟炭層，例えばアルプスのモラッセでは，附近に聳え立つ山体が破壊され生成されたことを示している。すなわち挟炭層は，砕屑物質が混在し，多量の礫岩から組成され，山体（南部）に近づくに従つて，岩相の著しい変化がみられる。ドンバス炭田およびウエストファリヤ炭田では礫岩は事実において欠如している。他の西ヨーロッパおよび北アメリカの石炭紀の地向斜縁辺帯では礫岩はきわめて少ない。したがつて挟炭層は，遠隔の地―100 km のオーダーから運ばれてきた物質が堆積して生成されるものか，あるいは，地向斜帯がふたゝび上昇し削剝されて現在のような緩やかな地形型態が生成されたことが推定される。

石炭紀の地向斜縁辺帯の挟炭層の特徴の1つは，輪廻構造がみられることである。すなわち小振幅の垂直運動（造陸運動）が幾回ともなく繰り返され，海成←→瀬海←→陸成相の規則的な交替が起こつている。しかし白堊紀，第三紀の地向斜縁辺帯では，アルプスのモラツセ層に海成←→陸成相の交替が数回みられるが，石炭紀の挟炭層のような規則的な輪廻性が認められない。この差異の原因としては，ヘルシン期の地向斜帯の特殊な発達によるものである。換言すれば，白堊紀・第三紀の地向斜帯（縁辺部）は本質的に異なる造構造運動様式によつて生成されたことが考えられる。

地向斜縁辺地帯には，大抵の場合他の地域とまつたく異なる岩石が分布している。すなわち挟炭層の下部には比較的薄い海成堆積物（Plate-forme）が出現している。例えばドンバス炭田ではウクライナ結晶質基盤岩石上には0～600 m の陸成のデボン系が分布し，その上にトウロニアン・ヴィセアンの石炭岩―厚さ約500 m―が分布している。その上部には，厚さ8.5 km の石炭紀中期・後期の挟炭層が乗つている。

ウエストファリヤ炭田では厚さ5,000m までの石炭紀後期の挟炭層の下部には，石炭紀前期の海成層が存在し，その厚さは150～800 mにわたつている。スイスのモラツセ層は，その南部では，アルプス期の堆積物で覆蔽され，その基盤が明らかでない。しかし北部ではモラツセは約1,500 mの厚さを有し，その下部には，厚さ300 mの白堊紀の砂岩・泥灰岩・石炭岩が分布している。

これらの諸事実は次のことを示している。

(1) 地向斜縁辺帯は（地向斜帯に隣接する Plate-forme 縁辺部）Plate-forme 化基盤上に分布している

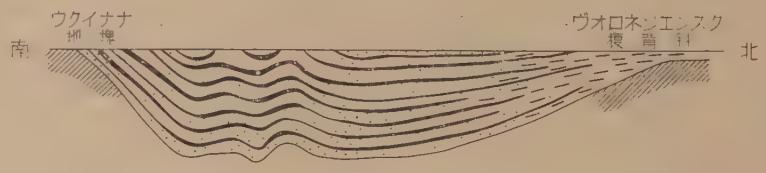
(2) 挟炭層の発達は，地域（炭田）の地質学的歴史における（新しい）特殊の堆積期が存在したことを示している。すなわちこの期は，地向斜縁辺地帯が形成されるとともに，その地帯の沈降が強度に進むときをもつて始まり，沈降凹地の埋伏と凹地の死滅で終わつている。

ある学者は，ウエストファリヤ炭田の例をもつて，沈積と褶曲の形成とが同時的に行われたと主張している。しかし挟炭層が堆積したときにすでに褶曲構造が形成されていたことを示すような上述の現象は，ただ一例があるのみである。A. A yakzhin は，ドンバス炭田の中部石炭紀の挟炭層中にみられる礫岩が同一地層の礫からなつていることを記載している。この礫岩類は，ドンバス炭田の両背斜構造の翼部に分布している。この種礫は，挟炭層の堆積期にこの構造が1時隆起し，削剝されたことを示すものである。

したがつて地向斜縁辺地帯の挟炭層堆積期には，褶曲運動が低度に現われたので，岩相と造構造構造との相関関係は，とくに明確に認められない。この点からみて挟炭層は他の地質的條件，すなわち褶曲基盤が地表上に露出していた Plate-forme（可動性）上に堆積したものである。

地向斜縁辺地帯の挟炭層の共生関係に関する問題

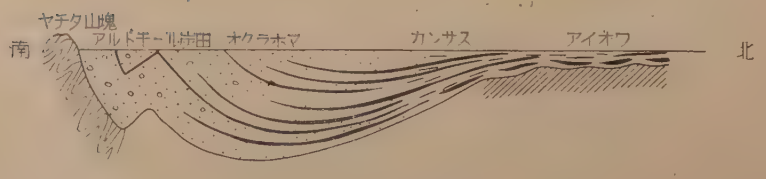
地向斜の完成期に形成される挟炭層は大部分が削剝期にあたるので，隣接の地向斜帯の沈積と直接関係がない．地層の堆積は，先行階梯からは継がれた沈降地域で，新に沈降が起こっている地帯（内凹地帯と名付けられている）に行われる．この凹地帯ではとくに挟炭層が発達している．しかしこの堆積地帯が縁辺凹地帯（地向斜）へ直接転移することは知られていない．すなわち複背斜縁辺地帯の縁辺凹地系と地向斜帯とは異なるからである．反対に縁辺凹地帯の挟炭層が Plate-forme へ転移することは多くの例について知られている（第2図）．この際には，挟炭層は本質的な変化を蒙る。



大ドンバス炭田

レ ー ナ 河

アルプスのモラッセ



アメリカの西部炭田

第2図 挟炭層が Plate-forme から縁辺地へ移行する場合の挟炭層の変化図
(1) 挟炭層，主として砂質・粘土質岩石からなる (2) 挟炭層は主として石灰岩・粘土質岩からなる (3) 炭層
(4) 縁辺凹地の古期 Plate-forme 基盤 (5) 新期 Plate-forme 基盤

（a） Plate-forme へ転移する際には，挟炭層は除々に尖滅し，最後には挟炭層は無石炭層となる．このような現象は，Voronezhsk 脊斜の南斜面で認められる（第2図A）．

（b） i) 厚さの薄化と関連して炭層枚数の減少が起こつている．ii) 炭質および母岩の組成に変化が若干起こつている．iii) 炭層の延長がきかなくなつている．iv) しかし一般的な古地理的環境はほぼ同様である．例としてはこのような現象は，レナ河地域の縁辺凹地帯に発達するVirinsk 複向斜地帯からシベリヤ Plate-forme 地帯への転移する箇所に認められる（第2図B）．

（c） 縁辺凹地帯（地向斜帯）では，炭層は薄化するが，Plate-forme 地帯では炭化度が著しく上昇し，炭層の厚さを増す．このような現象は，アルプスのモラッセ層帯から北部(中部ドイツ地域)の転移帯にかけて認められる（第2図B）．

（d） アメリカの西部炭田地域でもこのよう現象が知られている．すなわち炭化度が最も進んでいる地域は，地背斜縁辺地帯の中部（南オクラホマ地域と一致する）である．この地帯から南へ，すなわち縁辺凹地帯の地向斜側に近づくと，挟炭層の厚さの増大は著しく弱化している（オクラホマ南部からアルドモール盆地）．さらに北部（アイオワ州のカンサス）へ進むと，炭化度は南部地帯よりも，きわめて緩慢に低下する（第2図D）．

類似の現象は南アフリカの縁辺凹地帯においても認められる．ここでは，炭層は南へ進むにしたがつて消滅する．

以上の点からみて次の事実が考えられる．すなわち挟炭層の生成は，縁辺凹地の造構造様式によつて異なり，その凹地の地史中で最も好ましい時期に，最も好ましい箇所に生成される．したがつて挟炭層は，ドンバス炭田におけるように，凹地の縁辺帯に発達していることがあるが，一方では，アルプスのモラッセのように Plate-forme に生成されることがある．一般的にみて過度に安定し，易動性に乏しい古期 Plate-forme 型の地域と，反対に過度に易動性で，変化に富む縁辺凹地帯側の Plate-forme 地域（地向斜帯に隣接する）は，挟炭層の発達には不適当である．したがつて挟炭層の生成に好ましい条件は，これらの地帯の中間帯に存在するはずである．ドンバス炭田およびその他の炭田では，褶曲帯側には挟炭層の侵蝕限界帯が認められる（この侵蝕限界帯はさらに著しく延びていたことが考えられる）．この侵蝕限界帯に近づくと，挟炭層の生成条件は不都合になつてくる．

縁辺凹地帯における挟炭層生成後の地史について

挟炭層は縁辺凹地に生成後複雑な歴史，隆起，褶曲，削剝，新な沈降等を経験する．縁辺凹地帯は，始めには非対称性の複向斜として生成され，一辺は Plate-forme 帯に分布し，他辺は褶曲帯（構造）に接する．したがつて初成構造の破壊度が異なり，さまざまな構造型態を示すに至る．

最も一般的な場合は完全な非対称性複向斜である．この場合には凹地の規模は削剝によつて縮少し，挟炭層で埋積された地帯が消滅している．しかし挟炭層の生成後に起こつた造構造運動は，初成の構造上の相互関係を破壊するに至つていない．この種凹地の一辺は褶曲帯に接している．この縁辺地域は普通急傾斜で擾乱されている．しかし，Plate-forme 上に分布する反対の縁辺地帯では，傾斜は緩かに緩やかで，擾乱されていない．このような現象は，レナ河炭田・南部オクラホマ・アーカンサス・アパレキヤ炭田・アルプスのモラッセ挟炭層等に認められる．

挟炭層の内部の地体構造は種々様々な容相を呈している．例えばパルキー炭田では，北部の剛性地塊は，抵抗体となつてきわめて複雑な擾乱運動が起こつている（衝上）．反対にアパレキヤ炭田では地向斜構造は擾乱度がきわめて低く，挟炭層は広域にわたつてほとんど水平に賦存し，局部的に Plate-forme 型の乱れがみられたにすぎない．したがつてアパレキヤ炭田は地向斜になんら似ていないから，“地向斜”という名称を取りあげることは誤りである．

このような複地向斜の幅は2,000～3,000 km（アルプスのモラッセ）から1,000 km（レーナ河炭田）にわたつている．複向斜帯の延長は対応する縁辺凹地帯の延長で決定され，1,000km 以上（レーナ河炭田1,500 km，アパレキア炭田1,200 km）に達する．

Plate-forme 側の縁辺凹地帯が深く沈降している場合には，厚い（著しい）堆積層で被覆され，容易に近づき難い深所に賦存している．しかし凹地の反対（plate-forme）翼にはまつたくみられないか，みられても，そこには挟炭層が発達していない．そこには“単斜褶曲”と名づけられる型態（構造）が生成される．

ドンバス炭田は，現在 Pritchernomorsk 盆地下に埋伏されているヘルシン期の褶曲構造帯と，ウクライナ結晶片岩塊からなる先カンブリア紀の Plate-forme によつて隔てられている．これと反対の例は上部シレジヤ炭田である．

れる。この炭田の南部は，ヘルシン期褶曲帯に接するばかりかカルパティア弧を形成する一層新しい，アルプス累系で覆われている。したがってヘルシン期の縁辺凹地が上部シレジヤ炭田にあたることが考えられるであろう（この炭田は，アルプス地向斜帯に転移し，地塊はヘルシン期の縁辺凹地上に衝上げている）。しかしカルパティア地方では現在その遺体がホーランドの中央山脈にみられるので，ヘルシン統の南枝および北枝が発達していたことが推定される。したがって上部シレジヤ炭田は，地体構造の位置からみると内凹地帯の category に入れるべきである。このように考えれば，炭層の厚さが20 mに達することが説明される。このような厚層の炭層は典型的な縁辺凹地帯では決してみられない。

特殊の構造型態を示す炭田には，削剝縁辺凹地の遺体で代表される炭田がある。この種炭田は，褶曲帯の附近の Plate-forme 地帯に分布し，その例としてはイギリス南部の forest of dean 炭田があげられる。この炭田では，ヘルシン期地向斜帯の上昇前に発生した広域沈降運動は，一時的であつて，この沈降期に堆積した挟炭層は，地塊の上昇によつて削剝され，そのために現在では，地向斜構造帯の深部挟炭層のみが残存している。

このような複向斜地帯では，後生的削剝によつて挟炭層が縮少し，きわめて小面積を占めている。このような残存複向斜地帯は，褶曲構造の縁辺地帯に分布し，挟炭層は，縁辺凹地の盆地状部分，地向斜帯およびこの地帯に形成された褶曲，上昇地帯に隣接するに四方から圧し附けられたような形態を示している。このような残存複向斜帯の例としては，アパレキヤ炭田の南部地域にみられる。

ドンバス炭田構造の特性について

ソ連で縁辺凹地帯に挟炭層が発達している炭田としては，ドンバス炭田，レンスキ炭田があげられる。後者は地質図から明らかに構造形態が推測されるが，前者についてはいろいろな説が唱えられている。例えば，A. N. Sovolev によれば，トンバス炭田は，中部ヨーロッパ地向斜帯の一部である（いわゆる大ドンバス地向斜帯に賦存し，大ドンバス地向斜帯の前進移動に伴なつて，縁辺地塊（ウクライナ地塊）の沈降が起こつた。Shatskii は，ヘルシン地向斜帯の縁辺凹地帯にあたり，この凹地帯は現在 Pricher-Nomorsk 盆地下に埋伏されている。しかし Shatoski が考えるように，ドンバスの厚い石炭系は，ウクライナ結晶片岩層（基盤層）に直接していて，はるか北方に発達している。この点が Shatoski の説で最も問題となる点である。

さらに西方―カルパチヤ地域―では，ヘルシン統はアルプス地向斜帯に完全に転移し，ヨーロッパの中央部および北西部では，独立の褶曲帯として地表に現われている。ドンバス炭田の挟炭層は，炭田の西方では Dneprovsko-donets 凹地帯に発達する一層新しい堆積層に覆われている。しかしボーリング結果によると，地層は低度の擾乱作用を蒙り，厚さを減じ，挟炭層は薄化して薄層に移行し，完全に実滅している。この変化は，ドンバス炭田の西方延長線がウクライナ（結晶片岩）地塊に続いていることが考えられる。ウクライナ地塊の他の側，lvov 地域では，石炭紀の挟炭層がボーリングで確かめられている。その結果によれば，地層の厚さ，擾乱度，の炭化度，変成度は，西方に向かうにしたがつて増大する。

さらに西方へ進むと上部シレジヤ炭田が分布している。この盆地はすでに西ヨーロッパのヘルシン縁辺凹地系統に属している。この炭田では，最も厚い挟炭層はその西部に賦存している。したがつてドンバス炭田は，西ヨーロッパの縁辺凹地帯の石炭系と関連性を有し，最東端のメンバーである。ウクライナ地塊を構成する Podolskii 層の発達地域の西部および東部に近づくと，挟炭層が規則的に変化を示す。このような現象は Plate-forme の比較的隆起した地域にあたるウクライナ地塊のこの部分が縁辺凹地の生成期に，堆積物に影響を及ぼしたことを物語つている。これと類似の現象がアパレキヤ炭田北部においても認められる。この地域の北方では，挟炭層は，カナダ Plate-forme の隆起帯に移行して終つている。しかし上部シレジヤ炭田では，先カンブリア紀の Plate-forme 隆起地塊が吃立してドンバスと隔てられているのでドンバスとは直接関係がないように考えられている。縁辺凹地が発達し，全地域にわたつて沈降運動が起こつたときには，この隆起地帯も沈降したが，ウクライナ隆起地塊の西部の岩相は，隣接地域の岩相とは異なり，挟炭層の生成に好ましくない容相を示している。

ウクライナ地塊の東部は，ドンバス炭田の広々した地域に接し，一層新しい時代に隆起した Plate-forme 地帯にあたつている。しかし挟炭層の生成期にウクライナ地塊の東部地帯が沈降状態にあつたことは，この地塊に近づくにしたがつて，挟炭層の岩石学的組成およびその構造に本質的な変化がみられないので明らかである。したがつて給源（岩石）地域が遙か南方に分布していたことは疑問の余地がない。

ドンバス炭田が“典型的な地向斜帯”に賦存しているという通説の基盤となつているのは，次の２つの現象である。すなわち挟炭層がきわめて厚いことと擾乱作用を蒙つていることである。しかしこの２つの判断基準は，地向斜地帯賦存説を完全に説明するのにはたりない。例えばドンバス炭田では，強度の変成作用も，大規模な火成岩体も，また火山源の岩石系も認められない。したがつて地向斜系に相当する地体構造系が強度の沈降運動で生成されたという考え方には，賛成できない。地向斜帯が強度の沈降運動で生成されたものであつても，この種沈降運動（ドンバス炭田を生成した）は，縁辺凹地帯の発達によつて発生した静かな，かつ深い沈降運動とは本質的に異なるものである。この差異は，縁辺凹地とくに地向斜地帯（ウラル東斜面アルプス・カフカズの石炭紀の挟炭層）とを比較すると明らかになる。

アメリカのアパレキヤ炭田でも同一現象が認められる。すなわち水平に横たわつている比較的薄い炭層—炭化係数が増大する—は一般に縁辺凹地帯の炭層と異なつている。しかし南方のアラバマ州に進むと，炭層の厚さを増し，擾乱度を増し，炭層は，縁辺凹地帯に普通みられる容相を呈してくる。この特性は２つの現象をみると明らかになる。炭田の東部に分布するアパレキヤ褶曲構造帯はカレドニヤ造山運動期に生成されたものであつて，南に進むに従つて徐々に消滅している。アラバマ州の南部ではすでに典型的なヘルシン期地向斜帯の容相を呈している。したがつてカレドニヤ褶曲運動を蒙つた地向斜帯の地域とヘルシン造山運動を比較的低度に蒙つた地域とが分布している縁辺凹地帯では，とくにヘルシン褶曲構造帯に接する南部地域よりも，その地帯の特性が著しく不明瞭であることが推測される。Shatskii はカナダ楯状地の沈降地帯（縁辺凹地帯）が隆起地帯に移行していること，その東部が adirondack の鐘状貫入岩体で断ち切られて縁辺凹地を欠如していることで，縁辺凹地帯の存在を説明している。アパレキヤ炭田北部の類似の発達状態は，先カンブリア紀 Plate-forme の深所斜面帯の隆起部分にあたつていることで解釈できるであろう。すなわち北部に進むにしたがつて挟炭層が薄化し，擾乱度が弱化してくるのは，比較的浅所に古期剛性 Plate-forem が存在しているためである。

縁辺凹地帯の挟炭層の典型的な指標

挟炭層は種々様々な型態を示しているが，共通の指標が縁辺凹地帯に認められる。これらの指標を組合わせると，対応型態が求められ，挟炭層を相互に区別できる。次に掲げる全指標は統計的に求められたものである。

（１） 構造的にみると，地層（挟炭層）は地向斜帯と Plate-forme 地帯との間に分布している。この位置は地層堆積後に起こつた地塊の（再編成）運動で隠蔽されている（上部シレジヤ炭田・ドンバス炭田）。しかし基構造要素（structural element）の初成分布についてはそれぞれの信頼度で明らかにできる。

（２） 主構造型態は完全に非対称複向斜であつて，特殊の型態としては単斜褶曲があげられる。そのほかに残留複向斜が認められる。

（３） 挟炭層の成長期は地向斜帯の閉じられた時代に対応し，その縁辺凹地帯で挟炭層が堆積し，生成された。

（４） 下部堆積層の層序の特性をみると，縁辺凹地とその凹地に堆積した挟炭層は，Plate-forme 地帯の基盤上に発達したことが考えられる。

（５） 挟炭層層序の特性（下部から上部）を対比すると，海成堆積物が減少し，次に完全に消滅するとともに湖成相が出現し，次で長期間にわたつて堆積の中断期（陸成相）が現われて，挟炭層の生成が終つている。

（６） 挟炭層は多くの場合，広域にわたつて発達（1,000 km² および 10,000km²）している。例外は縁辺凹地が隆起し，削剝されて残つたいわゆる残存複向斜帯である。

（７） 地質学的埋炭量は多くの場合，100 億万トンから 1,000 億万トンに達する。炭層数が比較的少なくても，埋炭量が大きいのは，賦存面積が広域にわたることで明らかである。例えば南部オクラホマ炭田では，稼行炭層は３～４枚以下であるが，総埋炭量は 790 億トンに達する。

しかしこの指標は一般的な基準（縁辺凹地帯説）とならない。例えばアルプス期のモラツセ挟炭層があげられる。モラツセ挟炭層は広域にわたつて賦存しているが，稼行炭層の枚数がきわめて少なく，埋蔵量も少ない。

（８） 挟炭層の厚さ（山丈）は 1,000 m であるが，３～４km のオーダのものが普通で，ときには 10 km に及ぶものがある。

（９） 挟炭層の賦存地域では，挟炭層の厚さは規則的に変化を示す。すなわち Plate-forme 地域に向かつて薄化し，反対に褶曲帯に進むに従がつて著しく肥大する。

(10) 炭層 (炭丈) の厚さは反対にあまり変化を示さない。稼行炭層数が数10枚に達しても，各炭丈は 4～6 m である (例外的な場合には上部シレジヤ炭田でみられ，厚さ 20 mに達している)。

(11) 挟炭層係数は 3.5 を超えない。

炭質は1炭田においても種々様々である。すなわち長焔炭から無煙炭にわたつている。多くの炭田では深所にさかるに従がつて地層の変成度が増大する (上部に長焔炭が出現すると下部では貧炭となる)。さらに広域動力変成作用の差異と関連して，銘柄の規則的な変化が認められる。とくに Plate-forme 地帯から褶曲帯へ向かつて (凹地帯の走向を切つて) 変成度の増大が起こつている。

(12) 砕屑物質とその粒径は Plate-forme から褶曲帯の方向に沿つて相対的に増大する傾向がある。

(13) 石炭紀の縁辺凹地では，各地層の延長がとくにきく場合には，挟炭層は多回輪廻相を示す。しかし白堊紀および第三紀の縁辺凹地では，規則的な輪廻相が判然と認められない。

(14) 地層の擾乱度は種々様々である。褶曲構造は一般に線状特性を示し，ときには緩傾斜をなし，ときには急傾斜をなす。しかし地向斜地帯の内帯に一般的にみられる同斜褶曲または圧縮 (地溝状) 褶曲が発達していない。したがつて炭層が圧縮構造を示していることはまれである。さらに挟炭層が二次レンズ状構造を示していることもまれである。一般的にみて挟炭層の褶曲構造は緩傾斜褶曲の特性を示し，地向斜地帯の急傾斜褶曲と対照をなしている。

(15) 擾乱度は縁辺凹地の Plate-forme 側から褶曲帯に向かつて増大する。

(16) 火成岩は欠如しているが，ときには基性岩石類の小岩脈・小岩床が認められる。しかし縁辺凹地帯では，大規模の酸性貫入岩体または厚い凝灰源岩層は挟炭層中に認められない。

註) Plate-forme 2帯からなる主構造単位。この地帯では主として造陸運動と造構造運動が出現する。Plate-forme の下部帯は先カンブリア紀の結晶片岩類，上部帯は堆積岩類または火山岩類からなり，地質年代は古生代から第四紀にわたる。地層中には Plate-forme 型の貫入岩が迸入している。上部帯は 3,000～5,000 mに達するが，地域によつては薄く，堆積層の被覆を欠如している。したがつて結晶片岩が地表上に露出していることがある。Plate-forme 地帯では動力変成作用の跡がみられないで，地層は水平に横たわつているが，いわゆる Plate-form 型の緩褶曲を示している。

地質調査所月報 第8巻 第9号 目 次

報 文

静岡市附近天然ガス地化学調査報告
砕屑岩を伝わる弾性波速度に関する研究

資 料

温度によつて異なる岩石の弾性度の動力学的のモジュールの研究

地質調査所への連絡は

本所	神奈川県川崎市久本町（溝の口）135番地 電話（70）1146～48番
東京分室	東京都新宿区河田町8番地 電話（34）7131～8番
北海道支所	北海道札幌市南1條西18丁目 電話（3）5574番
仙台駐在員事務所	仙台市柳町通り28（仙台通産局内） 電話（3）2306番
名古屋駐在員事務所	名古屋市東区長塀町（名古屋通産局内）電話（4）6416番
大阪駐在員事務所	大阪市大淀区大仁西2丁目（大阪工業技術試験所内） 電話（45）7019番
広島駐在員事務所	広島市基町1（広島通産局内）電話（4）5251番
四国駐在員事務所	高松市七番町56の1（四国通産局内）電話（高松）5681番
福岡駐在員事務所	福岡市北浜町2の19（通産省福岡合同庁舎内） 電話 西局（2）6743番

昭和32年8月25日 印 刷
昭和32年8月30日 発 行

著者権所有 工業技術院地質調査所

印刷者 田中春美
東京都台東区東黒門町3番地
印刷所 合資会社 田中幸和堂印刷所
東京都台東区東黒門町3番地

U. D. C. 55(05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

Vol. 8 AUGUST 1957 No. 8

CONTENTS

Cooperative Group of Hydrogeology for Industrial Water Supply : Groundwater Researches for Fabric Industry at Yokkaichi City, Mie Prefecture·····(1)

N. Obara : Reports on Engineering Geology of Several Dam Sites controlling the Naka River Catchment, Tokushima Prefecture·····(15)

K. Fujiwara, Y. Sato & T. Onoe : Report on the Uraniumbearing Deposit at the Ningyō-Tōge and its Adjacent Area, Tottori and Okayama Prefectures·····(35)

N. Inai : Limestone and its Contact metasomatic Ore Deposits at the Mt. Kabaru, Fukuoka Prefecture·····(45)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

地質調月
Bull. Geol. Surv. J
Vol. 8, No. 8, 195